

Geologische Studien in der Kropfmühl-Serie

**Beiträge zur Geochemie und Petrographie
einer moldanubischen Bunten Gruppe in Ostbayern
(Passauer Wald, Niederbayern)
unter besonderer Berücksichtigung der Genese
graphitführender Metamorphite**

Jörg Felber

Disbui. München

1987





Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41554818_0001

**Geologische Studien in der Kropfmühl-Serie
Beiträge zur Geochemie und Petrographie
einer moldanubischen Bunten Gruppe in Ostbayern
(Passauer Wald, Niederbayern)
unter besonderer Berücksichtigung der Genese
graphitführender Metamorphite**

**Inaugural-Dissertation
der
Fakultät für Geowissenschaften
der
Ludwig-Maximilians-Universität
München**

**Jörg Felber
München
18.5.1987**

1. Berichterstatter: Prof. Dr. K. Weber-Diefenbach
2. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Troll

Tag der mündlichen Prüfung: 11.8.1987

Danksagung

Herrn Professor Dr. Weber-Diefenbach danke ich herzlich für seine Bereitschaft diese Arbeit zu betreuen, die Erlaubnis zur Benutzung der Institutseinrichtungen und seine Hilfe bei den Analysen.

Herr Reg.Dir. Dr. Wi. Weinelt hat mich geduldig in die Geologie des Bayerischen Waldes eingeführt. Durch sein stets gleichbleibendes Interesse, seine ständige Diskussionsbereitschaft und zahlreiche Hilfestellungen im Gelände und bei der Ausarbeitung hat er das Zustandekommen vorliegender Arbeit maßgeblich gefördert. Dafür schulde ich ihm meinen aufrichtigen Dank.

Herrn Prof. Dr. G. Troll verdanke ich wertvolle Hinweise und die Gelegenheit, im Zuge einer Exkursion das Moldanubikum Oberösterreichs kennenzulernen.

Herr Priv.Doiz. Dr.rer.nat.habil. A. Hirner war bei der Überarbeitung des Isotopen-Abschnittes behilflich.

Herrn Dr. T. Frey und Herrn Berging. K.-H. Gohla von der Graphitwerk Kropfmühl AG danke ich für die finanzielle Unterstützung, vielfältige Hilfestellungen bei den untertägigen Arbeiten im Graphitbergwerk und ihr Entgegenkommen bei der Durchführung der Kohlenstoffanalysen im werkseigenen Labor.

Herr Reg.Dir. Dr. H. Mielke, Herr Meßli und Frau Ahmed vom Bayerischen Geologischen Landesamt halfen bereitwillig bei der statistischen Aufbereitung der Analysenergebnisse und der Anfertigung der Diagramme.

Herr Dr. W. Oschmann förderte durch seine ständige Diskussionsbereitschaft den Fortgang der Arbeit.

Frau Dipl.Biol. G. Lind war bei der Korrektur des Manuskripts eine große Hilfe.

Ihnen allen und meinen Mitdoktoranden, die durch hilfreiche Diskussionen am Zustandekommen der Arbeit beteiligt waren, sei herzlich gedankt.

Zusammenfassung

Die Gesteine der Kropfmühl-Serie, deren Bearbeitung im wesentlichen anhand von Untertageprofilen im Westfeld der Graphitlagerstätte Kropfmühl und von Bohrkernen aus Flachbohrungen an verschiedenen Lokalitäten des Passauer Waldes erfolgte, zeigen eine außerordentliche lithologische Variabilität. Eine Untergliederung erfolgte nach petrographischen und geochemischen Kriterien.

Bei den Graphitflözen des Westfeldes der Lagerstätte kann ein südliches, das alle Elementcharakteristika eines sapropelitischen Metasedimentes (hohe Al-Gehalte, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ um 4) zeigt, von einem nördlichen unterschieden werden, dessen grauackonähnlicher (höhere SiO_2 - und Na_2O -Gehalte) Chemismus auf eine verstärkte detritische Sedimentation in ein anoxisches Becken zurückzuführen ist.

Die im Passauer Wald verbreiteten Graphit-Gneise sind ebenfalls von sapropelitischen Sedimenten abzuleiten. Geochemisch zeigen sie gewisse Ähnlichkeiten mit Kinzigiten des Schwarzwaldes. Wie bei diesen, so kann auch bei den Graphit-Gneisen des Passauer Waldes aufgrund hoher SiO_2 -, Na_2O - und Rb-Gehalte ein restitischer Charakter dieser Metamorphite ausgeschlossen werden.

Stromatitische Migmatite und mineralogisch wie auch geochemisch homogene Diatexite zeigen eine tonalitische bis granodioritische Zusammensetzung. Edukte dieser Gesteine waren, wie die Elementverteilung und der Vergleich mit entsprechenden Sedimenten erkennen lassen, grauackonähnliche psammitisch/pelitische Klastika.

Die Metamorphose(n) und die Anatexis verliefen in der Kropfmühl-Serie weitgehend isochem. Als anatektische Neubildungen erscheinen saure Aploide und Pegmatoide. Diese anatektischen Teilschmelzen wurden z.T. posttektonisch von einer Kali-Metasomatose erfaßt, wodurch "Syenitpegmatite" entstanden.

Nur lokal erscheinen im nördlichen Teil der Graphitlagerstätte Quarzitgneise und Granofelse, wobei erstere von arkoseähnlichen Sandsteinen (hohe SiO_2 -Gehalte), letztere

vermutlich von sauren vulkanitischen (idiomorphe Zirkone, homogener Chemismus, rhyolitische Zusammensetzung) Edukten abzuleiten sind. Schmale Granulit-Bänder erscheinen selten in den bunten metasedimentären Abfolgen. Auch ein Granulitfundpunkt außerhalb des engeren Grubenbereiches (Aubach) wurde beprobt.

In den Granofelsen konnten Mineralrelikte der granulitfaziellen Metamorphose (Hypersthen) sowie - das gilt auch für die Quarzitgneise - deutlich erhöhte K/Rb-Verhältnisse (400-500) beobachtet werden, die ebenfalls auf besondere Metamorphosebedingungen zurückzuführen sind.

Die Lagebeziehung dieser leukokraten Metamorphite zu den im wesentlichen amphibolitfaziell metamorphen graphitführenden bunten Abfolgen macht wahrscheinlich, daß diese als dislozierte Deckscholle mit tektonischem Kontakt über letzteren liegen. Diese Beobachtung koinzidiert mit neueren platten-tektonischen Modellen, die im Moldanubikum des niederösterreichischen Waldviertels entwickelt wurden (TOLLMANN 1982).

Die Calcium-reichen Metamorphite umfassen Erlane (metamorphe Mergel), Silikatmarmore (metamorphe Kalksteine), Mg-reiche Silikatmarmore (metamorphe kieselige Dolomite), graphitführende Kalksilikatgneise und skarnoide Kalksilikatgesteine. Letztere zeigen Mineralvergesellschaftungen mit Wollastonit und Grossular, die hier regionalmetamorph an Kontakten von anatektischen Teilschmelzen wie Apliden, Pegmatoiden und "Syenitpegmatiten" mit Silikatmarmoren entstanden sind.

Die Ca-reichen Metamorphite sind - mit Ausnahme der fluiden Phasen, insbesondere des CO_2 - im wesentlichen isoscheme Bildungen, wie der Vergleich mit entsprechenden Sedimenten zeigt. Lediglich bei den skarnoiden Kalksilikatgesteinen können kleinmaßstäbliche Stoffaustauschprozesse nicht ausgeschlossen werden.

Die Sr-Verteilung innerhalb der Ca-reichen Metamorphite zeigt, daß mächtigere Marmor-Abfolgen bezüglich dieses Elementes bei der Metamorphose ein geschlossenes System darstellen. In geringermächtigen Marmor-Bändern sind dagegen Sr-Verluste zu beobachten. Die gravierende Sr-Verarmung der Mg-reichen Silikatmarmore ist - neben primären Ursachen - auf

Sr-Verluste im Zuge von Dekarbonatisationsprozessen während der Metamorphose zurückzuführen.

Die Metabasite können zum größten Teil von tholeiitischen Magmatiten abgeleitet werden. Hohe Ti-Gehalte und andere Elementcharakteristika deuten auf MOR-Vulkanismus oder ozeanische Inseln hin.

Variszische Intrusivgesteine sind Ganggranite, die viele Merkmale eines S-Typ Granites zeigen und die Porphyrite, die von basischen, gabbroiden bis monzodioritischen Magmen abzuleiten sind.

Die graphitführenden Metamorphite sind gegenüber dem Durchschnitt pelitischer Sedimente deutlich an den Elementen C, Fe, S, Se, V, Cr, Mo, Ni, Co und Cu angereichert, was auf primäre Ursachen, d.h. die spezifischen faziellen Gegebenheiten in einem anoxischen Sedimentationsbecken, zurückzuführen ist. Aus den Anreicherungsmustern der einzelnen Elemente, insbesondere den hohen Eisen- und Schwefel-Gehalten, kann man rekonstruieren, daß es sich bei den Graphitgesteinen des Passauer Waldes um Derivate von Metabiolithen eines Meeresbeckens mit freiem H_2S im Tiefenwasser (Typ Schwarzes Meer) handelt, und nicht etwa von Co_{org} -reichen Sedimenten eines Upwelling-Bereiches.

Es wurden Literaturdaten der Kohlenstoffisotopenzusammensetzung von Graphiten internationaler Vorkommen zusammengestellt. Die Isotopenverhältnisse der Passauer Graphite (nach HAHN-WEINHEIMER et al. 1968) können im Hinblick auf eine organogene Abkunft ($\delta^{13}C$ meist $< -20\%$) interpretiert werden. Erhöhungen der $\delta^{13}C$ -Werte sind auf Wechselwirkungen mit Karbonatkohlenstoff während der hochgradigen Metamorphose und Deformation zurückzuführen.

Es wird ein Bildungsmodell für die prämetamorphen Edukte der Kropfmühl-Serie vorgestellt und die geodynamische Entwicklung diskutiert.

Inhaltsverzeichnis

Seite

1.	Einleitung	4
1.1	Geologischer Überblick	5
1.2	Zur Altersstellung des Kristallins im Bayerischen Wald	11
1.3	Die Geschichte der geologischen Erforschung der Graphitlagerstätten im Passauer Wald	14
1.4	Der Graphitbergbau in Kropfmühl	16
2.	Methodik (Probennahme, Aufbereitung, Analyse) ...	18
2.1	Geochemie	18
2.2	Petrographie	27
3.	Petrographie und Geochemie der Kropfmühl-Serie	28
3.1	Vorbemerkungen	28
3.2	Graphitflöze	30
3.2.1	Petrographie	31
3.2.2	Erzmikroskopie	33
3.2.3	Geochemie	34
3.3	Feldspatmetablastische, -metatektische und diatektische Graphit-Biotit-Plagioklas-Gneise ...	39
3.3.1	Petrographie	40
3.3.2	Metamorphose	46
3.3.3	Geochemie	47
3.4	Metatektische Biotit-Plagioklas-Bändergneise	52
3.5	Diatexite (Paratonalite, Paragranodiorite)	54
3.6	Geochemie tonalitischer und granodioritischer Metamorphite	59
3.7	Aploide und Pegmatoide	67
3.8	"Syenitpegmatite"	69
3.9	Geochemie der Aploide, Pegmatoide und "Syenitpegmatite"; allgemeine geochemische Betrachtungen zur Anatexis und Migmatisation in der Kropfmühl-Serie	74

3.10	Quarzitgneise	84
3.10.1	Petrographie	84
3.10.2	Geochemie	86
3.11	Granofelse, Granulite, Leptinite	87
3.11.1	Petrographie	88
3.11.2	Geochemie	91
3.12	Ca-reiche Metamorphite	98
3.12.1	Erlane	99
3.12.2	Silikatmarmore	101
3.12.3	Mg-reiche Silikatmarmore (Ophicalcite)	103
3.12.4	Skarnoide Kalksilikatfelse	106
3.12.5	Graphitführende Kalksilikatgneise	108
3.12.6	Zur Metamorphose der Marmore und skarnoiden Kalksilikatfelse	109
3.12.7	Geochemie der Ca-reichen Metamorphite	112
3.12.8	Zur Geochemie des Strontiums in den Ca-reichen Metamorphiten	119
3.13	Metabasite	122
3.13.1	Petrographie	123
3.13.2	Geochemie	126
4.	Variszische Intrusiva	134
4.1	Feinkörnige Biotit-Muskovit-Granite	134
4.1.1	Petrographie	134
4.1.2	Geochemie	136
4.2	Porphyrite	138
4.2.1	Petrographie	138
4.2.2	Geochemie	139
5.	Geochemie ausgewählter Neben- und Spurenelemente in Graphitgesteinen	141
5.1	Allgemeine Bemerkungen zur Geochemie Ca-reicher Sedimente	141
5.2	Der Chemismus der Graphitgesteine	145
5.3	Statistische Untersuchungen	148
5.3.1	Interelementkorrelation	148
5.3.2	Faktorenanalyse	151

5.3.3	Fazielle Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Graphitgesteine	153
6.	Zur Isotopengeochemie des Kohlenstoffs	159
6.1	Allgemeine Vorbemerkungen	159
6.2	Biochemische Isotopeneffekte	160
6.3	Einflüsse der Dia-, Kata- und Metagenese auf die Isotopenzusammensetzung organischer Kohlenstoffverbindungen	161
6.4	Isotopeneffekte während der Metamorphose	163
6.5	Die Isotopenzusammensetzung von Graphiten internationaler Vorkommen	166
6.6	Die Kohlenstoffisotopenzusammensetzung von Graphiten der Lagerstätte Kropfmühl	173
6.7	Abschließende Bemerkungen zur Isotopengeochemie des Kohlenstoffs	179
7.	Bildungsmodell für die Graphitlagerstätte Kropfmühl und Abriß der geodynamischen Entwicklung der Kropfmühl-Serie	181
8.	Literatur	190
9.	Anhang	218

1. Einleitung

In den Jahren 1982 bis 1984 hatte der Verfasser die Gelegenheit, als wiss. Angestellter am Bayerischen Geologischen Landesamt im Rahmen eines BMFT-Forschungsvorhabens "Geophysikalische Methodenentwicklung mit begleitenden Kernbohrungen und Gesteinsanalysen" mehrere Detailkartierungen in graphitführenden "bunten" Abfolgen des Passauer Waldes, Niederbayern, durchzuführen sowie die Kernmärsche von insgesamt 23 Flachbohrungen petrographisch und zum Teil geochemisch zu untersuchen (FELBER & WEINELT 1984).

Die hierbei gewonnenen Erkenntnisse ließen es reizvoll erscheinen, weiterführende Untersuchungen im Grubengebäude der Graphitwerk Kropfmühl AG vorzunehmen und eine Synthese der durch die petrographische und geochemische Bearbeitung erlangten Ergebnisse als Dissertation vorzulegen.

Ziel der Arbeit blieb es dabei nicht allein, die Entstehung der Passauer Graphite zu beleuchten, sondern die Vielzahl der unterschiedlichen lithofaziellen Ausbildungen in ihrem geologischen Kontext, ihren Beziehungen zu den jeweiligen Nebengesteinen, ihren unterschiedlichen metamorphen und anatektischen Erscheinungsformen und ihrer Bildungsgeschichte zu analysieren.

Die Arbeit gliedert sich im wesentlichen in vier Teile, deren erster die Petrographie und Geochemie der verschiedenen Gesteinstypen behandelt. Ein zweiter widmet sich der Geochemie spezieller Neben- und Spurenelemente in Graphitgesteinen. Es folgt ein auf Literaturstudien beruhender Abschnitt über die Isotopengeochemie des Kohlenstoffs in Graphitgesteinen, in dessen Rahmen die Passauer Graphite auch im Kontext internationaler Graphitvorkommen betrachtet werden. In einem abschließenden Kapitel wird ein Genesemodell für die Graphitlagerstätte Kropfmühl vorgestellt sowie die geodynamische Entwicklung des Gebietes kurz diskutiert.

1.1 Geologischer Überblick

Der Passauer Wald, der die Graphitlagerstätte Kropfmühl beherbergt, ist östlicher Teil des Vorderen Bayerischen Waldes, den man als Teilbereich südlich des Pfahls dem Hintere Bayerischen Wald gegenüberstellt (Abb.1). Geologisch befinden wir uns hier im südwestlichen Teil der Moldanubischen Hauptgruppe der Böhmisches Masse ^{*1}. Gen Osten lassen sich die moldanubischen Einheiten in den Osten Österreichs und der Tschechoslowakei verfolgen, wo sie auf das Kristallin des Moravikums aufgeschoben sind, welches seinerseits weiter östlich unter die jungen Strukturen des Alpen-Karpaten-Bogens abtaucht. Im Westen sind die moldanubischen Abfolgen jenseits des Keilberg-Randbruchs und der fränkischen Linie unter permische, mesozoische und känozoische Decksedimente abgesenkt, tauchen fragmentarisch in den kristallinen Auswurfmassen des Ries-Meteoritenkraters wieder auf und bilden weiter westlich große Teile des Schwarzwaldes. Jenseits des Rheingrabens finden wir moldanubische Abfolgen in den Vogesen, dem Massif Central und den südlich anschließenden Cevennen, sowie in dem armorikanischen Orogen Westfrankreichs. Schließlich - bedingt durch die Öffnung der Biskaya im Tertiär weit nach Süden verdriftet - bilden äquivalente kristalline Gesteine große Teile der Iberischen Halbinsel.

Im Bereich der Böhmisches Masse wurde und wird der Bauplan dieses variszischen Gebirges sehr kontrovers diskutiert, wobei fixistische und mobilistische Anschauungen aufeinanderprallen. In jüngerer Zeit scheint sich, wenn auch zö-

^{*1} Der Begriff 'Moldanubikum' wurde von SUESS (1903) geprägt, KOSSMAT (1927) stellte das Moldanubikum dem sich nördlich anschließenden Saxothuringikum als Südteil des variszischen Gebirges gegenüber. Der Begriff 'Hauptgruppe' als lithostratigraphische Einheit wird in jüngerer Zeit zur Gliederung und Korrelation innerhalb der mittel- und westeuropäischen Varisziden verwendet. Demnach wird die Moldanubische Hauptgruppe einer Brioverischen Hauptgruppe gegenübergestellt (ZOUBEK 1979, STETTNER 1982).

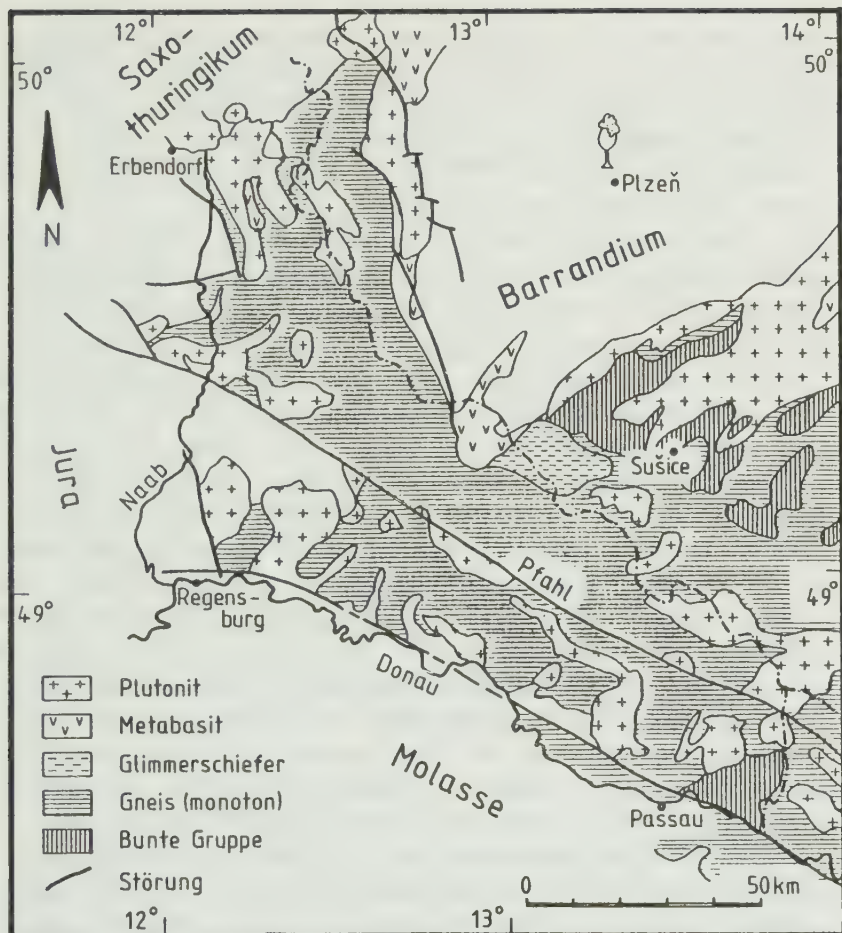


Abb.1: Geologische Übersichtsskizze des Moldanubikums in Ostbayern und angrenzenden Gebieten. (nach: Geol. Kt. BRD, 1:1000000, Hannover 1976).

gernd, die Anschauung eines alpinotypen Baues dieses Gebirges durchzusetzen, wie ihn SUESS bereits vor 80 Jahren forderte. Eine umfassende Diskussion der unterschiedlichen Auffassungen findet sich bei TOLLMANN (1982).

In Österreich ist der Deckenbau des variszischen Gebir-

ges bislang am besten erforscht, wenn auch in Detailfragen heftig umstritten (TOLLMANN 1982, THIELE 1984, FUCHS 1986). In Bayern sind die Münchberger Gneismasse und die Zone von Erbdorf-Vohenstrauß die prägnantesten Beispiele für einen variszischen Deckenbau (THIELE 1966, BEHR et al. 1982, FRANKE 1984, WEBER & VOLLBRECHT 1986).

Österreichische Bearbeiter (FUCHS 1976, FUCHS & MATURA 1976) schlagen vor, das Kristallin des Mühlviertels, des Sauwaldes und des Vorderen Bayerischen Waldes aufgrund stofflicher und struktureller Unterschiede aus dem Moldanubikum auszugliedern und einem sog. Bavarikum zuzuordnen, das ähnlich dem Moravikum eine selbständige Zone bilden soll. Ob dieses Unterfangen sinnvoll ist, sei freilich in Frage gestellt, da, wie im Folgenden noch ausgeführt werden wird, gerade auch die Bunte Gruppe im Passauer Wald evidente Ähnlichkeiten mit südböhmischen und niederösterreichischen bunten moldanubischen Abfolgen zeigt. Auch THIELE (1984) verwehrt sich gegen eine Ausgliederung des Mühlviertels und des Sauwaldes aus dem Moldanubikum, wobei dahingestellt sein mag, ob seine Deutung zutrifft, daß diese Gebiete zusammen mit dem Kristallin des Vorderen Bayerischen Waldes einen westlichen Ast des variszischen Orogens bilden, der von Nordwesten kommend nach Österreich hineinzieht, dann nach Süden einschwenkt und schließlich südlich Linz unter den jüngeren Alpenkörper abtaucht.

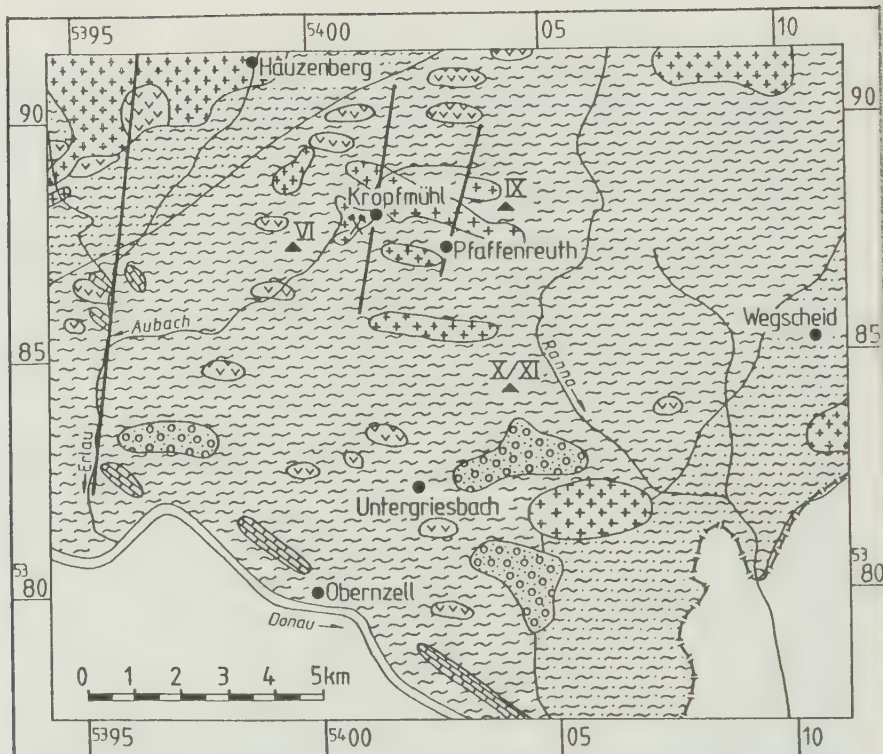
In der moldanubischen Region Bayerns, an deren Erforschung die Münchner Petrographenschule um G. FISCHER maßgebend beteiligt war, dominieren neben Intrusivgesteinen unterschiedlichster Ausbildung und Stoffbestands meist hochgradig polymetamorphe Gesteine, wobei man aufgrund der lithologischen Ausbildung sog. Monotone Gruppen von Bunten Gruppen unterscheidet (Abb.1). Erstere bestehen, wie der Name bereits erahnen läßt, aus eintönigen Abfolgen von Metagrauwacken mit vereinzelt Einschaltungen von Kalksilikatfelsen und seltenen Quarzit- und/oder Amphibolit-Linsen und -Lagen. Gesteine dieser Lithofazies nehmen den flächenmäßig weitaus größten Teil der Metamorphite des Bayerischen Moldanubikums ein. Im Vorderen Bayerischen Wald finden sie sich, oft als Perl- oder

Körnelgneise ausgebildet, in großer Verbreitung im Regensburger Wald und im "mittleren" Vorderen Wald zwischen der Stallwanger Furche und dem Sonnenwald. Südlich und östlich des Passauer Waldes begegnet man ihnen im Sauwald und Mühlviertel Oberösterreichs.

Demgegenüber zeichnen sich die Bunten Gruppen durch lebhafteste primäre Fazieswechsel aus. Hier finden wir in oft reger Wechselfolge die metamorphen Äquivalente von Karbonatgesteinen, z.T. bituminösen Peliten, Sandsteinen, Grauwacken, Arkosen und Vulkaniten. Der flächenmäßig größte Ausstrich einer Bunte Gruppe in Bayern findet sich im Passauer Wald (Abb.2), wo man sie seit FISCHER 1966 auch als Kropfmühl-Serie bezeichnet, weil sie hier durch den umfangreichen Graphitbergbau bei Kropfmühl weitaus am besten aufgeschlossen ist. Die Abfolgen sind hier überwiegend amphibolitfaziell metamorph (V.GUTTENBERG 1974) und teilweise stark migmatisiert.

Bunte Gruppen geringerer Ausdehnung finden sich in Bayern im Vorspessart (Elterhof-, Alzenauer Serie), im Fichtelgebirge (Arzberger Serie), in der Oberpfalz (bei Tirschenreuth) und im Hinteren Bayerischen Wald (Rittsteiger Serie am Hohen Bogen) sowie bei Hirschbach am Kleinen Regen (WEINELT 1973).

Über den Grenzen Bayerns stoßen wir im Bereich der Böhmisches Masse auf Bunte Gruppen u.a. in der ČSSR bei Černá und Český Krumlov - diese ca. 40km nordöstlich von Kropfmühl gelegene Bunte Gruppe stellt möglicherweise eine direkte Fortsetzung der Kropfmühl-Serie dar -, bei Sušice und Horázdovice, wo mächtige Metakarbonatabfolgen auftreten, die von MALECHA et al. (1959) als ehemalige Riffbildungen gedeutet wurden, und schließlich lassen sich bunte Abfolgen in weitem Bogen um den südböhmischen Pluton herum verfolgen, wo sie im Süden als Bunte Gruppe der Drosendorfer Einheit in Niederösterreich wieder größere Mächtigkeit erreichen. Eine kleinere bunte Einschaltung mit ehemals bauwürdigen Graphitvorkommen (HOLZER 1964 b) findet sich östlich des Passauer Waldes bei Herzogsdorf im Mühlviertel Oberösterreichs (FUCHS & THIELE 1968, FUCHS & MATURA 1976).



- | | | | |
|---|-----------------------|---|----------------------------------|
|  | Granit, Diorit |  | Graphitbergwerk Kropfmühl |
|  | Körnelgneis, Diatexit |  | Bohrung L38/VI
Niederbrünst |
|  | Paragneis |  | Bohrung L38/IX
Stierweide |
|  | Amphibolit |  | Bohrungen L38/X u. XI
Gotting |
|  | Kalk-, Dolomitmarmor | | |
|  | Tertiär | | |
|  | Störung | | |

Abb.2: Geologische Übersichtskarte des Passauer Waldes. Mit römischen Ziffern sind die Bohrlokalitäten bezeichnet (nach: Geol. Kt. Bayern, 1:500000, 1981).

Die Beziehung zwischen den Bunten und den Monotonen Gruppen ist bislang nicht eindeutig geklärt. Einerseits können die Gesteine zeitgleiche (meta-)sedimentäre Abfolgen unterschiedlicher Faziesräume darstellen, andererseits deutet vieles darauf hin, daß die Monotonen Gruppen älter sind als die Bunten Gruppen (ZOUBEK 1979, 1980, STETTNER 1984).

Die metamorphen Gesteine werden im gesamten Bereich der Böhmisches Masse von einer Vielzahl von Intrusionskörpern durchsetzt. Im Passauer Wald ist hier insbesondere das durch seine Steinbruchindustrie bekannte Hauzenberger Granitmassiv zu erwähnen, innerhalb dessen man neben jüngeren Apliten und Pegmatiten in der Hauptsache einen Granodiorit, einen Hauzenberger Granit I und einen Hauzenberger Granit II unterscheiden kann (DOLLINGER in TROLL 1967). Alle variszischen Granite des Vorderen Bayerischen Waldes können dem S-Typ zugeordnet werden (PROPACH & OLBRICH 1985). Als jüngste Gesteine des variszischen Zyklus durchschwärmen Porphyritgänge das Gebirge (OHST & TROLL 1981).

Das Gros der Metamorphite des Vorderen Bayerischen Waldes streicht herzynisch, d.h. NW-SE und fällt gegen NE ein, was durch die SW-Vergenz des Faltenbaus bedingt ist. Der Falten Spiegel sinkt im allgemeinen nach Süden ab (FISCHER & TROLL 1973). Im engeren Bereich von Kropfmühl streichen die Faltenachsen E-W und tauchen mit 10 bis 20° gen W ab. N-S und NNE-SSW-streichende Achsen, wie sie von FISCHER & TROLL (op. cit. S.12) beschrieben werden und auch vom Verfasser an der Donauleite beobachtet werden konnten, stellen möglicherweise eine ältere tektonische Prägung dar, die durch spätere Deformation(en) zu der heute sichtbaren NW-SE bzw. E-W Richtung umgeschliffen wurde.

Diese Strukturen werden im Passauer Wald von einer Vielzahl NNE-SSW streichender steilstehender Verwerfungen in einzelne Schollen gegliedert, die ihrerseits an diesen Verwerfungszonen gegeneinander verschoben, versetzt und - dies gilt zumindest für den Bereich der Graphitlagerstätte Kropfmühl - jeweils nach Westen gekippt sind (SCHMID & WEINELT 1978). Darüber hinaus treten Störungszonen auf, die zum Pfahl

bzw. zum Donaurandbruch und der Donaustörung (WNW-ESE) parallel verlaufen.

Umfassende Darstellungen des Bauplans, der strukturellen Entwicklung und der Lithologie des Moldanubikums in Bayern finden sich bei FISCHER (1959, 1965, 1966, 1968), TROLL (1967, 1968, 1974), FISCHER & TROLL (1973) und BLUMEL (1983).

1.2 Zur Altersstellung des Kristallins im Bayerischen Wald

Lange Zeit herrschte die Meinung vor, daß die Edukte der moldanubischen Metamorphite durchwegs präkambrischen Alters seien und von einer assyntischen Gebirgsbildung metamorphosiert und gefaltet wurden. Eine weitere Metamorphose und strukturelle Überprägung wurde der variszischen Orogenese zugeschrieben, im Zuge derer auch die großen Granitmassive intrudierten. Ein kaledonisches Ereignis wurde aus vergleichenden Gründen abgelehnt, da im Barrandium eine kontinuierliche Sedimentation vom Ordovizium bis in das Devon nachgewiesen ist.

Aus den seit etwa 1960 in großer Zahl durchgeführten absoluten Altersbestimmungen ergibt sich - hier vom jüngsten zum ältesten abgehandelt - folgendes Bild (zusammenfassende Darstellungen absoluter Altersbestimmungen finden sich bei DORNSIEPEN 1979, DORNSIEPEN & ZWART 1980, WEBER & VOLLBRECHT 1986, und, für den Bereich der CSSR, bei DUBANSKY 1984):

- Intrusivgesteine

Die Porphyrite des Passauer Waldes intrudierten vor 292 ± 7 Ma (CHRISTINAS in OHST & TROLL 1981) und somit direkt im Anschluß an die Granite, die von ihnen diskordant durchschlagen werden.

Die Plutone und Granitmassive des Moldanubikums können alle dem relativ begrenzten Zeitraum von 300 ± 20 Ma (einzelne Messungen gehen auch bis zu 390 Ma) zugeordnet werden (DAVIS et al. 1961, DAVIS & SCHREYER 1962, VEJNAR 1962, JÄGER et al. 1965, FISCHER et al. 1968, ACKERMANN 1973, GE-

BAUER & GRÜNENFELDER 1973, KÖHLER et al. 1974, KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS 1981, CHRISTINAS in OHST & TROLL 1981, V. BREEMEN et al. 1982, GOROCHOV et al. 1983).

- Metamorphosealter

Die Mineralalter von Glimmern werden pauschal als Alter der regionalen Abkühlung interpretiert. Im Bereich des Moldanubikums ergeben sich so Abkühlungsalter von ca. 270–330 Ma, das heißt, das endgültige Ausklingen der variszischen Metamorphose, deren Höhepunkt im Karbon war, erfolgte im U-Perm (vgl. die oben genannten Autoren sowie GRAUERT 1974, KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS 1976, 1980, 1985).

Mit sehr großer Sicherheit konnte vermittels absoluter Altersbestimmungen die Existenz einer kaledonischen (450 ± 60 Ma) Metamorphose bzw. Anatexis nachgewiesen werden. So zeigen z.B. Paragneisanatexite des Regensburger Waldes Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter von 459 ± 21 Ma (GEBAUER & GRÜNENFELDER 1973) bzw. ca. 455 Ma (KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS 1985). Vergleichbare Alter wurden auch im Moldanubikum Österreichs und der CSSR gemessen (ARNOLD & SCHARBERT 1973, GOROCHOV et al. 1983).

Schwieriger zu erkennen sind etwaige präkaledonische Ereignisse, die das moldanubische Kristallin betroffen haben könnten. Beweise für eine assyntische Regionalmetamorphose anhand geochronologischer Ergebnisse konnten bislang nicht erbracht werden. Zwei assyntische Alterswerte von GRAUERT et al. (1973, 1974) spiegeln nicht zwingend ein assyntisches Metamorphoseereignis wider. V. BREEMEN et al. (1982) fordern aufgrund eines entsprechenden Alterswertes an einer Probe von Gföhler Gneis eine Prägung des moldanubischen Kristallins während einer cadomischen Orogenese (551 ± 6 Ma), die auch zur Bildung des kristallinen Basements im Moravo-Silesikum geführt hat.

Interessant für die Abschätzung präkaledonischer Ereignisse ist die sog. Areal-Isochrone, ein Isochronen-Modell, das von KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS (1980, 1985) diskutiert

wird. Hierbei ergeben sich für "monotone" Paragneise des Bayerischen Waldes Areal-Werte, die einem Alter von 563 ± 29 Ma entsprechen. Die Frage, ob dieses Alter der Sedimentation der Edukte dieser Paragesteine entspricht oder einem Metamorphoseereignis, kann bislang noch nicht eindeutig beantwortet werden. In ersterem Falle ergäbe sich ein kambrisches Alter für die monotonen moldanubischen Sedimente, woraus u.U. ein jüngeres Alter der Bunten Gruppen resultieren würde, im zweiten Fall wäre die assyntische Regionalmetamorphose, die vielfach postuliert wird, durch die Areal-Isochrone bestätigt.

Die ältesten absoluten Datierungen sind U-Pb Alter von Zirkonen aus Quarziten verschiedener Vorkommen in NE-Bayern, die Alter bis zu 2300 Ma ergeben (GRAUERT 1973). Diese Ergebnisse deuten darauf hin, daß unterproterozoisches Basement als Liefergebiet für klastische Sedimente vorhanden war.

Generell kann aufgrund der physikalischen Altersdatierungen nicht ausgeschlossen werden, daß die moldanubischen Metamorphite auch Metasedimente paläozoischen Alters enthalten.

Aus naheliegenden Gründen sind hochmetamorphe Gesteine arm an Fossilien, dennoch wurden aus Marmoren der Bunten Gruppe von Český Krumlov Mikrofossilien isoliert, die auf ein silurisches Alter der Edukte dieser Metakarbonate hinweisen (KONZALOVA 1972, 1980, ANDRUSOV & CORNA 1976, PACLTOVA 1980). GUNIA (1985) beschreibt aus einer Bunten Gruppe bei Ledec (ca. 75km SE Prag, ČSSR) eine Vielzahl von Fossilresten (Echinodermen, Foraminiferen, Ostracoden (?), Lamelli-branchiaten, Brachiopoden (?), Archaeogastropoda, Vermes, Cyanophyceen und Acritarchen), die jedoch für eine stratigraphische Einstufung nicht geeignet sind.

Zweifelsohne bedürfen diese sich eröffnenden biostratigraphischen Möglichkeiten noch weiterer Untersuchungen und Überprüfungen, und es ist davor zu warnen, nur aufgrund der Ergebnisse der zuerst genannten Autoren ein paläozoisches

Alter der Bunten Gruppen zu postulieren.

Grundsätzlich mehren sich jedoch Hinweise darauf, daß die Bunten Gruppen paläozoische Elemente enthalten und möglicherweise nur der variszischen Orogenese und deren thermischen und tektonischen Ereignissen unterworfen waren. Das schließt freilich nicht aus, daß diese unter Umständen durch Horizontaltektonik in unmittelbare Nachbarschaft von Gesteinsserien gelangt sind, die auch von älteren Orogenesen überprägt sind.

1.3 Zur Geschichte der geologischen Erforschung der Graphitvorkommen im Passauer Wald

Funde in fränkischen "Hünengräbern" und im keltischen Oppidium Manching deuten darauf hin, daß bereits in vorchristlicher Zeit ein Bergbau auf Graphit im Passauer Wald stattgefunden hat. Eine erste urkundliche Erwähnung stammt aus dem Jahre 1400.

Die Geologische Erforschung dieser Lagerstätten setzt dagegen erst im letzten Jahrhundert ein.

FLURL (1792) erwähnt den Passauer Graphit in seiner "Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz", wo es da lautet: "Im Passauischen findet sich selbes ("Fossil", womit FLURL den Graphit meint) in ziemlich mächtigen Flözen bey Griesbach ... mit Eisenerz gemengt, heißt daselbst Flinz... und wird zu Hafnerszell (das heutige Obernzell an der Donau) vorzüglich zu allerhand großen und kleinen Schmelztiegeln verarbeitet."

Der Regensburger Apotheker WALTL (1868, 1881) veröffentlicht eine Vielzahl von Mineral- und Gesteinsbeschreibungen von verschiedenen Lokalitäten im Passauer Wald. Er deutet das Vorkommen von Graphit zusammen mit Rötel (Eisenerz) als Hinweis auf eine "plutonische" Entstehung der Graphitlager.

Eine erste umfassende geologische und petrographische Bestandsaufnahme des bayerischen Anteils der Böhmisches Masse allgemein und der Graphitvorkommen des Passauer Waldes

speziell leistet schließlich der Altvater der bayerischen Geologie, C.W.v.GUMBEL (1868). Aus seiner Feder stammt eine minutiöse Aufzählung der Graphitfundpunkte im Passauer Wald. GUMBEL erkennt die Konkordanz der Graphitlager in den umgebenden Gneisen und die syngenetische Bildung des Graphits mit diesen. Welchen Ursprungs der Graphit ist, darüber vermeidet er allerdings explizite Aussagen. Neben einer Entstehung aus organogenen Bestandteilen ehemals sedimentärer Gesteine scheint GUMBEL auch eine Bildung aus der Kohlensäure der Metakarbonate, welche die Graphitlager häufig begleiten, im Bereich des Möglichen zu liegen.

In der Folgezeit dreht sich die Diskussion in erster Linie darum, ob der Graphit organogener Herkunft oder Produkt rein anorganischer Prozesse ist.

Für eine anorganische Entstehung plädieren WEINSCHENK (1897), der den Graphit als epigenetische Bildung - Derivat gasförmiger Exhalationen (Metallkarbonyle und -cyanide) des nördlich der Lagerstätten von Kropfmühl und Pfaffenreuth gelegenen Hauzenberger Granitmassivs - betrachtet, und RYSCHKE-WITSCH (1924), der ebenfalls von gasförmigen Exhalationen desselben Granitmassivs ausgeht, nur daß ihm zufolge die Präzipitation des elementaren Kohlenstoffs durch Verbrennung niedrig-molekularer Kohlenwasserstoffe (Acetylen, Methan, Ethylen) bei unzureichender Sauerstoffzufuhr erklärt wird.

Für eine organogene Herkunft des Graphits, d.h. Bildung durch Metamorphose ehemals bituminöser Sedimente, schließlich treten KAISER (1922), DORN (1935) und MAUCHER (1936) ein. Spätestens nach den Untersuchungen des letztgenannten Autors ist die organogene Herkunft der Graphite des Passauer Waldes nicht mehr ernsthaft in Zweifel gezogen worden. MAUCHER führt neben eingehenden Dünn- und Anschliffuntersuchungen erstmals auch Spurenelementanalysen durch, um die Genese der Graphite zu erklären. Die von ihm festgestellten sehr hohen Vanadiumgehalte von 0,1-0,5%, die er als wesentliches Indiz für eine organogene Herkunft des Graphits wertet, werden allerdings von BADER (1937) auf 0,01-0,02% (100-200 ppm) korrigiert (vgl. auch MAUCHER 1938).

RITTER (1951) erstellt im Rahmen einer Diplomarbeit eine geologische Karte von Kropfmühl mit den dazugehörigen Erläuterungen, TONDAR (1985) leistet entsprechendes für ein Gebiet in der Umgebung von Pfaffenreuth.

TÖPPER (1961) untersucht im Zuge einer Dissertation den Mineralbestand innerhalb der Graphitlagerstätte Kropfmühl und stellt allgemeine geochemische Betrachtungen an, die die organogene Abkunft der Graphite bestätigen.

HAHN-WEINHEIMER et al. (1968) führen isotopengeochemische Untersuchungen an Graphiten und Marmoren der Lagerstätten Kropfmühl und Ficht durch und kommen zu dem Ergebnis, daß die Kohlenstoffisotopenverhältnisse alleine keine eindeutige Aussage über die Genese des Graphites zulassen (vgl. auch 6.).

Mehr allgemein deskriptive Betrachtungen der Graphitvorkommen im Passauer Wald finden sich schließlich bei WAYLAND (1951) und TEUSCHER (1981).

Von MEISER & TEUSCHER (1965) liegt eine geologisch-geophysikalische Karte der Graphitvorkommen bei Oberötzdorf (ca. 5km SE Kropfmühl) vor, wo bis zum Ende des 1. Weltkriegs ein lebhafter Graphitbergbau umging.

1.4 Der Graphitbergbau in Kropfmühl

Das von der Graphitwerk Kropfmühl AG betriebene Bergwerk ist derzeit das einzige innerhalb der europäischen Gemeinschaft, das hochwertigen Flockengraphit fördert.

Das Erz wird im Kropfmühl-Pfaffenreuther Graphitfeld untertägig in streichend-schwebendem Abbau gewonnen und über den Kurt-Erhard-Schacht (Teufe 270m) gefördert.

Das erschlossene Graphitfeld hat eine E-W-Erstreckung von über 3000m und eine N-S-Ausdehnung von 800m. Die Lagerstätte ist über 10 Sohlen bis zu einer Tiefe von 300m aufgeschlossen. Untertägig ist ein Streckennetz von etwa 70km aufgeföhren (vgl. auch Abb.3).

Die sicheren und wahrscheinlichen Vorräte betragen 100000t Reingraphit, die möglichen Vorräte werden auf weitere

50000t veranschlagt (Angaben nach Rohstoffprogramm für Bayern 1978). Im Anschluß an das bisher erschlossene Feld sind weitere Vorräte zu erwarten. Derzeit beträgt die jährliche Förderung 16000 - 20000t.

Das Kernstück des Graphitwerkes Kropfmühl bildet die Aufbereitung, in der das nur 15-25% Kohlenstoff enthaltende Rohhaufwerk durch Flotation, mehrstufiges Mahlen, Windsichtung und schließlich durch chemische Behandlung zu Produkten höchster Reinheit (max. 99,99%) verarbeitet wird. In der Aufbereitung werden nicht nur die am Ort geförderten Erze verarbeitet, sondern in großem Maße auch importierte Graphitkonzentrate weiterveredelt.

Flockengraphite sind wegen der hervorstechenden Eigenschaften, nämlich hohe Temperaturbeständigkeit, chemische Widerstandsfähigkeit, hohe Leitfähigkeit für Wärme und Elektrizität und gute Spaltbarkeit in einer Kristallebene, ein wichtiger Rohstoff für eine Vielzahl von Industrieerzeugnissen und industriellen Verfahren. Die wesentlichen Verwendungsgebiete sind: Schmelztiegel für die Gießereiindustrie und hoch feuerfeste Keramik, Kohlebürsten für Elektromotoren und Lichtmaschinen, Elektroden, Trockenbatterien, Akkumulatoren, hochtemperaturbeständige Schmiermittel, Bleistifte, Zusatzstoffe für Chemikalien, Kunststoffe, Gummierzeugnisse und Hartmetalle. Eine weitere Verwendung findet Graphit als Bestandteil von Brennstoffelementen für Hochtemperaturreaktoren.

2. Methodik (Probennahme, Aufbereitung, Analyseverfahren)

2.1 Geochemie

Im Zuge der untertägigen Probennahme im Graphitbergwerk Kropfmühl wurden in der Regel je 2-4kg Gestein entnommen. Abb.3 zeigt die beprobten Strecken, in den Profildarstellungen der Abb.4 sind die Beprobungspunkte angetragen. Bei sehr grobkörnigen, inhomogenen Gesteinen wurden auch größere Probenmengen (max. 8kg) genommen.

Die Probenaufbereitung ist in Abb.5 in einem Flußdiagramm dargestellt.

Alle Analysenergebnisse sind in Tabellen im Anhang (9.) aufgelistet. Für die Proben aus den Untertageaufschlüssen sind in diesen Tabellen zugleich die Niggli-Werte angegeben. Die CIPW-Werte ausgewählter Proben sind in einer weiteren Tabelle im Anhang zusammengestellt.

Zu den Analysetechniken:

- Die Kohlenstoffgehalte (Graphitkohlenstoff) wurden im Labor der Graphitwerk Kropfmühl AG gravimetrisch ermittelt. Dazu wurden 3-4g Probenpulver ca. 15 Min im Sauerstoff-Strom geglüht und die Gewichts Differenz bestimmt. Daneben wurden durch 5-minütiges Glühen von 2-3g Probensubstanz unter Luftabschluß die sogenannten "Flüchtigen" bestimmt (flüchtige Kohlenstoff-, z.B. CH_4 , und Schwefelverbindungen, z.B. SO_2). Der durch die Verbrennung in O_2 -Strom ermittelte C-Gehalt ist immer um diese "Flüchtigen" reduziert.
- Die Messung der CO_2 -Gehalte von Marmoren und CaCO_3 -führenden Kalksilikatgesteinen erfolgte gasometrisch mittels eines Scheibler-Apparates. Dazu wurden 1-2g Probensubstanz mit ca. 2%iger Salzsäure zur Reaktion gebracht. Durch Vergleichsmessungen mit analysereinem CaCO_3 wurde das entstehende CO_2 ermittelt.

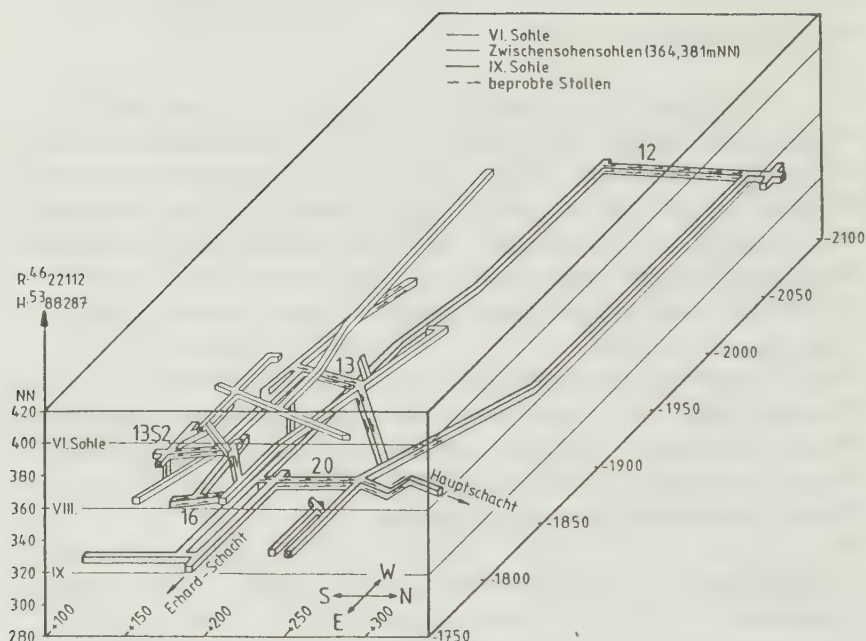
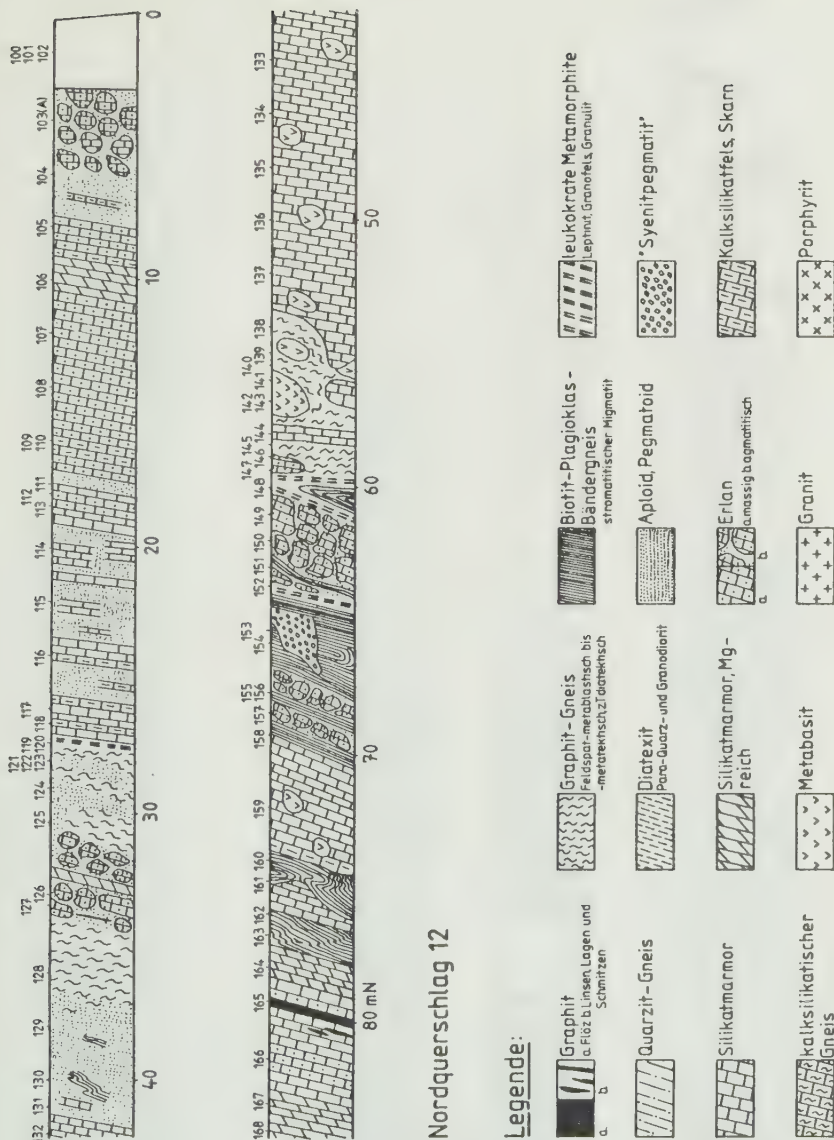


Abb.3: Blockbild des Westfeldes der Graphitlagerstätte. Die beprobten Strecken sind mit Pfeilen gekennzeichnet. Der größte Teil der bis Sommer 1984 aufgefahrenen Strecken ist in der Darstellung berücksichtigt.

- Die FeO-Konzentrationen wurden nur an ausgewählten Proben volumetrisch durch Titration mit Kaliumdichromat ($0,005n \text{ K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$) bestimmt.
- alle weiteren Haupt-, Neben- und Spurenelemente wurden durch Röntgenfluoreszenzanalyse gemessen. Die Messungen erfolgten auf einem energiedispersiven RFA-System vom Typ TEFA 6111 (Fa. EG&G Instruments). Jeweils simultan wurden die 10 Haupt- und Nebenelemente SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (=Fe tot.), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O und P_2O_5 sowie die 13



Nordquerschlag 12

Legende:

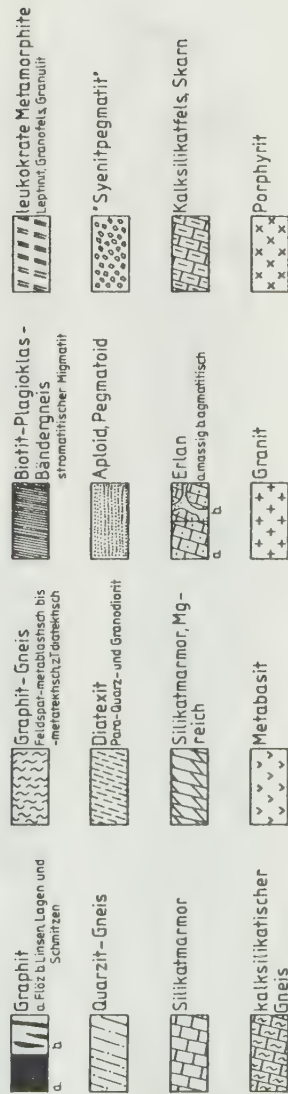
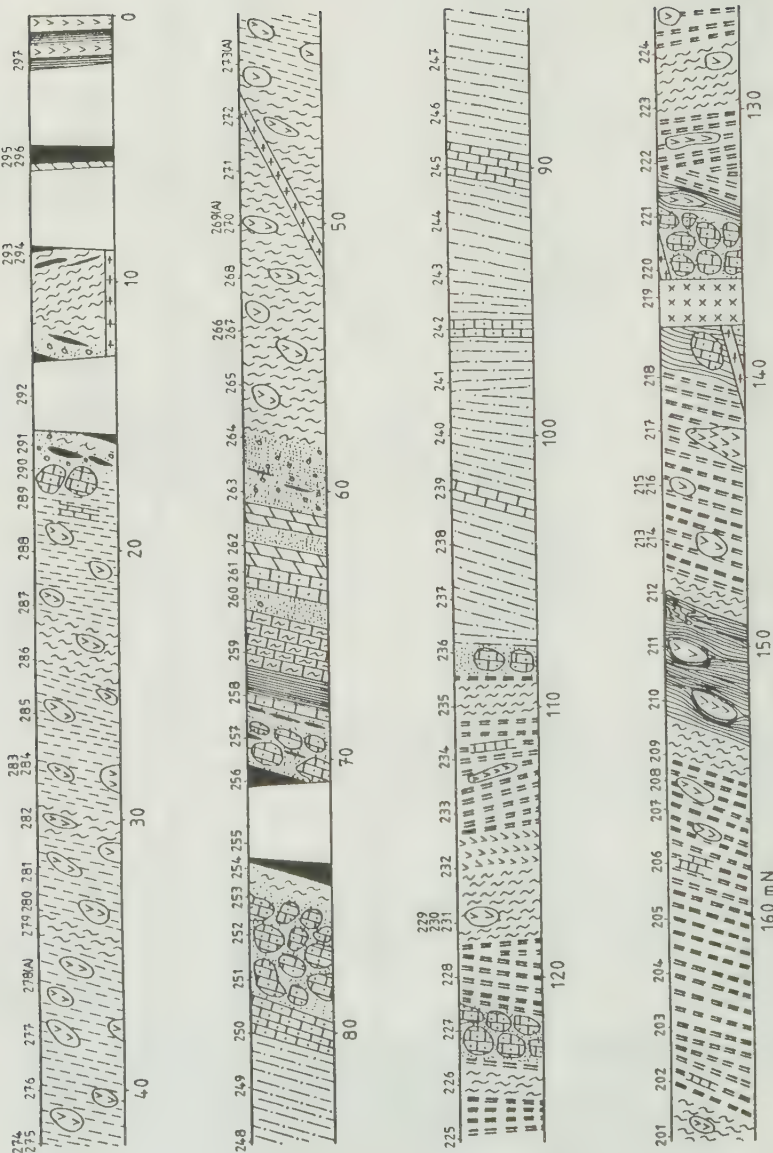
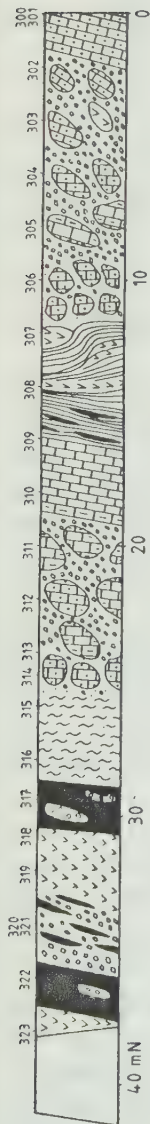


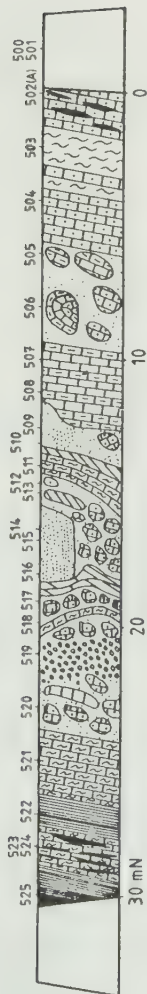
Abb. 4: Geologische Profile der beprobten Strecken im Graphitbergwerk. Die Zahlen oberhalb der Profile bezeichnen die Probennummern. Die Profilaufnahme und Beprobung erfolgte am östlichen Stoß, links ist also, da es sich ausschließlich um NS-Querschläge handelt, immer Norden. Es wurde versucht, auch möglichst viele strukturelle Eigenheiten des Gebirgsbaus in den Profilen wiederzugeben. Das durch die Südvergenz der Falten verursachte stete Einfallen der Schieferung nach Norden ist evident. Die Ähnlichkeiten mit sedimentären Profilen, die die Darstellungen vermitteln, sind nicht zufällig.



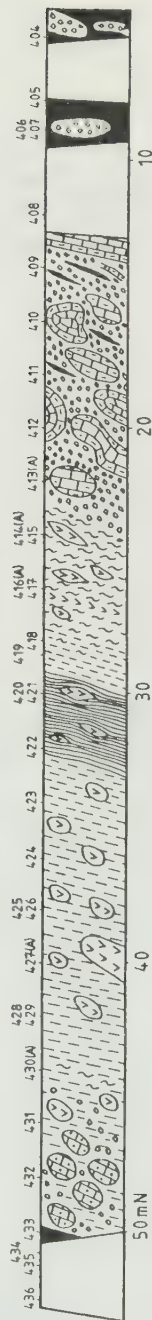
Nordquerslag 20, Überhauen z. 8. Sohle



9. Sohle, Untersuchung 16



Zwischensohle, Untersuchung 13 S2



Zwischensohle, Untersuchung 13

Spurenelemente V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba und Pb bestimmt. Zur Eichung der Meßprogramme dienten internationale Standardproben (zur Methode siehe WEBER-DIEFENBACH 1979, HAHN-WEINHEIMER et al. 1984). Tab.1 zeigt die Meßbedingungen der Röntgenfluoreszenzanalyse, in Tab.2

sind arithmetische Mittelwerte, Konzentrationsbereiche, Standardabweichungen und relative Standardabweichungen der Meßwerte nach Matrixkorrektur für die Standardgesteinsprobe G2 aufgelistet (nach HAHN-WEINHEIMER et al. 1984).

Aufgrund von Peak-Überlagerungen und dem weiten Meßbereich (0-40kV) sind die Analysenergebnisse der Elemente V, Cr und Co generell als halbquantitativ zu betrachten. Bei sehr hohen Werten, weit oberhalb der durch die Standardproben, abgedeckten Konzentrationsbereiche, können durch das für diesen Bereich nicht ausgelegte Eich- und Korrekturverfahren stark überhöhte Konzentrationen auftreten. In den Tabellen im Anhang sind diese Werte dann mit einem >-Zeichen markiert.

Ausführliche Beschreibungen des Funktionsprinzips der Röntgenfluoreszenzanalyse finden sich bei SCHROLL (1975) und HAHN-WEINHEIMER et al. (1984).

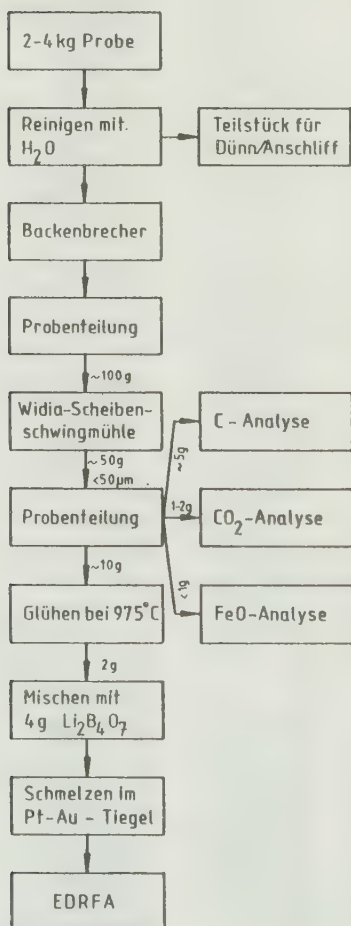


Abb.5: Flußdiagramm zur Probenaufbereitung und Analyse.

Haupt- und Nebenelemente

Meßprogramme:	Röhre ($\mu\text{A}/\text{kV}$)	Bereich	Filter	Zeit
CS50	Mo(200/10)	0-10keV	-	100-200s
CS60	"	"	-	"
CS60C	"	"	-	"
CS70	"	"	-	"
CS90	Mo(100/10)	"	-	"

Spurenelemente

Meßprogramm:				
CS10E	Mo(100/45)	0-40	Mo	200-400s

Tab.1: Meßbedingungen der energiedispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse (TEFA 6111, EG&G Instruments).

	empfohlener Wert 1)	$\bar{x}$	Konzentrationsbereich	Standardabweichung	relative Standardabweichung
SiO ₂	69,50	69,71	69,40....70,11	0,187	0,27
Al ₂ O ₃	15,57	15,62	15,48....15,85	0,098	0,63
Fe ₂ O ₃	2,66	2,62	2,58.... 2,66	0,009	0,34
MgO	0,76	0,76	0,67.... 0,90	0,042	5,50
CaO	1,94	1,92	1,84.... 1,98	0,012	0,62
Na ₂ O	4,08	4,07	3,85.... 4,26	0,163	4,00
K ₂ O	4,53	4,49	4,41.... 4,51	0,015	0,33
TiO ₂	0,50	0,51	0,50.... 0,52	0,004	0,79
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,12.... 0,15	0,002	1,53
MnO	0,034	0,03	0,024... 0,032	0,001	3,33

Tab.2: Statistische Auswertung von EDRFA-Messungen an der Standardprobe G2 (aus HAHN-WEINHEIMER et al. 1984. Anzahl der Messungen: 20, 1)-empfohlener Konzentrationswert der Standardprobe G2 unter Berücksichtigung des Glühverlustes und der Oxidation von Fe²⁺ zu Fe³⁺, x=arithmetisches Mittel der Meßwerte nach Matrixkorrektur, Angaben in Gew-%, letzte Spalte in Rel-%).

Abb.6 zeigt die Bohrlochbilder der geochemisch bearbeiteten Bohrungen L38/VI Niederbrünst, L38/IX Stierweide und L38/X und L38/XI Gotting (vgl. auch Abb.2). Der Großteil der aus den Bohrkernen gezogenen Proben stammt aus graphitführenden Gneisen. Eine petrographische Beschreibung der Kernmärsche findet sich bei FELBER & WEINELT (1984). Zur geochemischen Analyse wurden jeweils etwa 300g Probensubstanz (entspricht ca. 10-15cm Bohrkern) genommen. Bei den meisten Proben wurde zusätzlich ein ca. 4cm langes Teilstück zur Kohlenstoffanalyse entnommen. Die Analysen wurden - mit Ausnahme

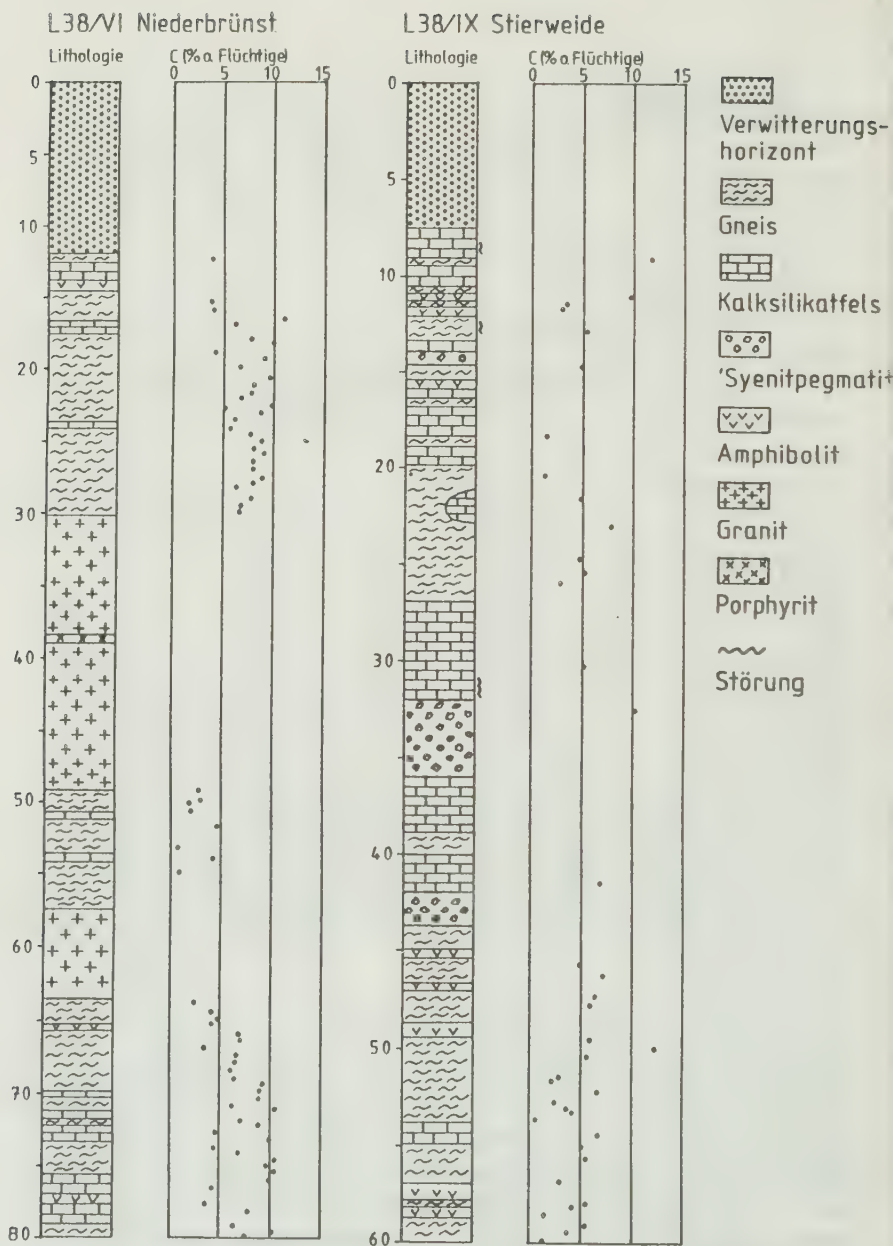
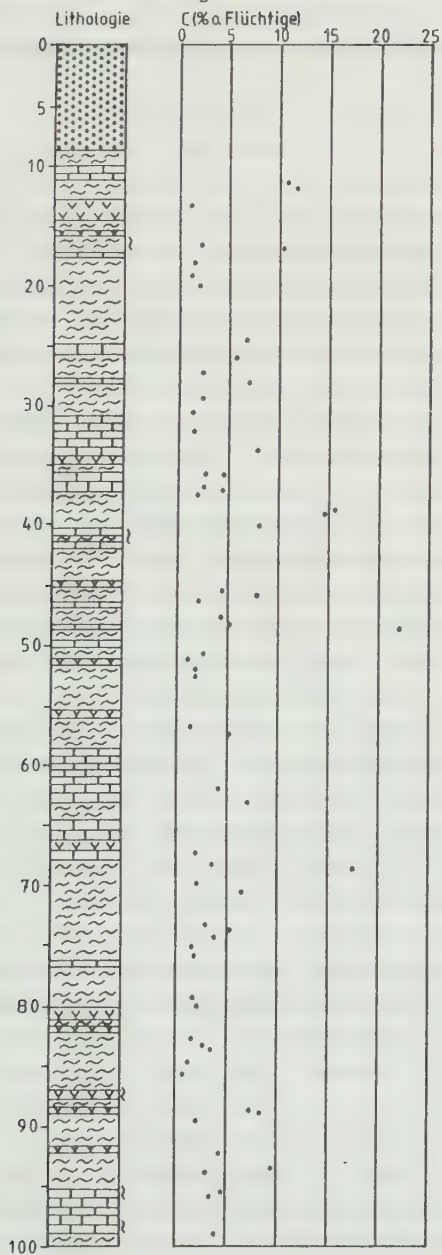
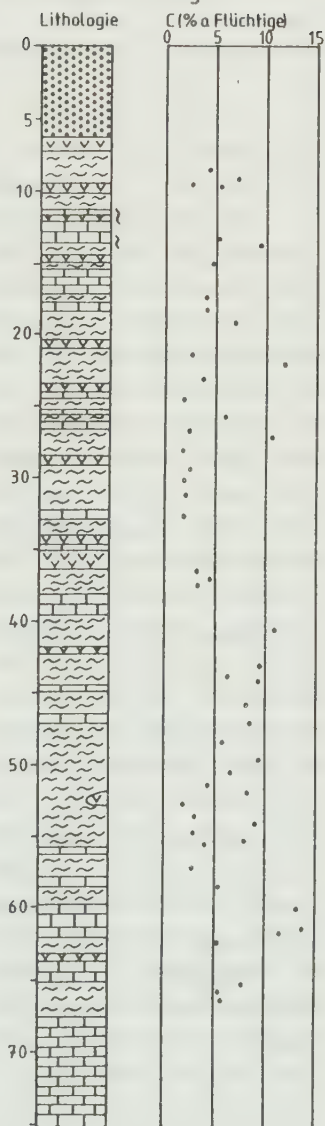


Abb.6: Säulenprofile der Bohrungen L38/VI Niederbrünst, L38/IX Stierweide, sowie L38/X und L38/XI, Gotting. Rechts sind die Kohlenstoffgehalte der in der entsprechenden Teufe entnommenen Probe in Gew-% o. Fl. eingetragen. Es wurden fast ausschließlich graphitführende Kernabschnitte beprobt (aus FELBER & WEINELT 1984).

L38/X Gotting



L38/XI Gotting



der C-Bestimmungen, die im Labor der Graphitwerk Kropfmühl vorgenommen wurden – bei Robertson Research, England, durchgeführt. Die Analysenergebnisse sind im Anhang aufgelistet.

2.2. Petrographie

Zur petrographischen Bearbeitung der Proben wurden insgesamt 194 Dünnschliffe angefertigt. Die Untersuchung der Erzminerale erfolgte an 6 Anschliffen, zusätzlich konnten aus dem Fundus des Bayerischen Geologischen Landesamtes weitere 61 Anschliffe von Bohrkernproben aus dem Passauer Wald bearbeitet werden.

Die Anorthitgehalte der Plagioklase wurden durch Messung der Auslöschungsschiefe (RITTMANN'sche Zonenmethode) und Bestimmung des Vorzeichens des Auslöschungswinkels in Schnitten $\perp x$ bestimmt. Es wurden in jedem Schliff möglichst viele Plagioklase (max. 20 Individuen) gemessen, um repräsentative Werte zu erhalten. In Gesteinen, in denen Natrium und Calcium vorwiegend an Plagioklase gebunden sind, kann der Anorthitgehalt zusätzlich durch das Verhältnis $\text{CaO}/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ überprüft werden.

Modalbestände wurden mittels Point-Counter-Messungen ermittelt, die Angaben erfolgen in Vol-%. Generell gestaltet die häufig gegebene Inhomogenität der Gesteine eine Point-Counter-Analyse problematisch. An gebänderten Gneisen mit ausgeprägter Stoffsonderung (Leukosom/Mesosom), Erlanen und skarnoiden Kalksilikatgesteinen wurden daher keine Auszählungen vorgenommen.

Einzelne Mineralbestimmungen wurden auch mittels Röntgendiffraktometer-Messungen an Kornpräparaten durchgeführt.

3. Petrographie und Geochemie der Kropfmühl-Serie

3.1 Vorbemerkungen

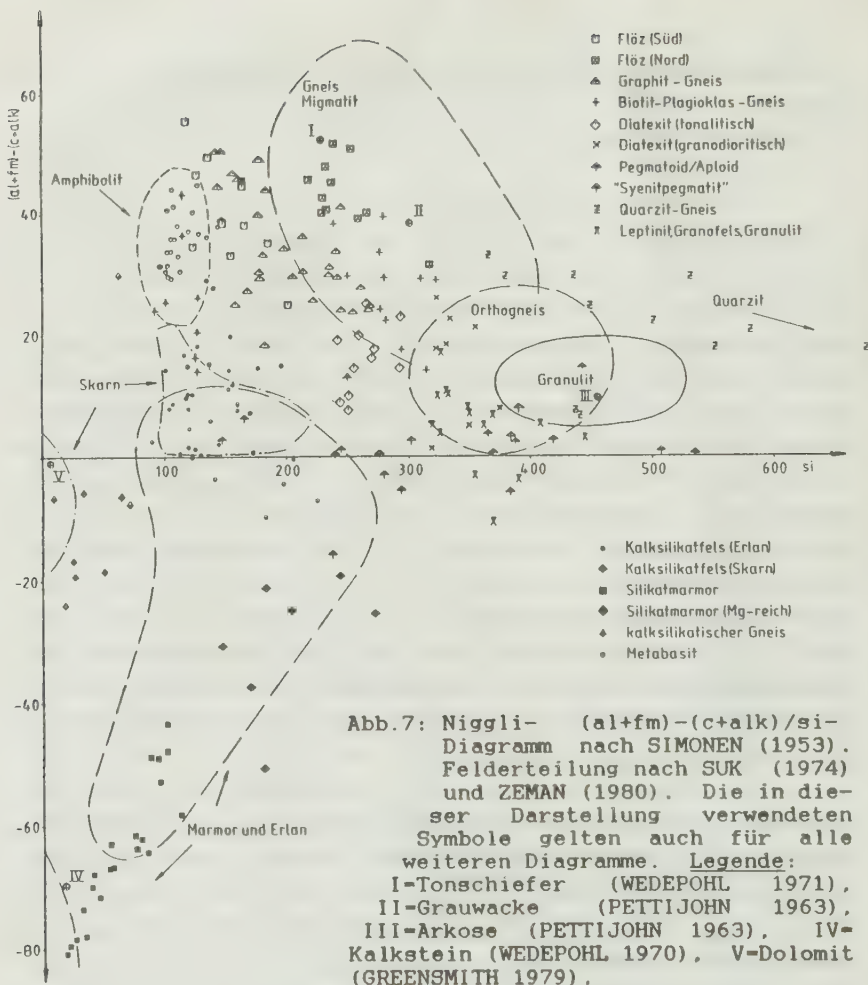
Die Gesteine der Kropfmühl-Serie sind von außerordentlicher petrologischer Vielfalt und chemischer Variabilität. Eine Klassifikation wird dadurch problematisch, daß lediglich Teile der Metabasite und Granofelse von relativer Homogenität und chemischer Konsistenz sind. Alle anderen Metamorphite sind, wie es bei metasedimentären Abfolgen häufig der Fall ist, durch mannigfaltige Übergänge miteinander verbunden, abrupte Wechsel sind selten. In dem ehemaligen Sedimentationsraum der Kropfmühl-Serie scheinen kontinuierliche Übergänge von tonigen Sedimenten zu mergeligen, kalkigen und gröberklastischen, grauackonähnlichen Abfolgen entwickelt gewesen zu sein.

Durch die Untersuchungen verschiedener Autoren (vgl. z.B. SHAW 1954, 1956, SUK 1964, MEHNERT 1968) konnte nachgewiesen werden, daß die Regionalmetamorphose bis hin zur Anatexis und Migmatisation in Bezug auf die meisten Elemente weitgehend isochem verläuft.

Der Gesteinschemismus ist also durchaus ein geeignetes Mittel, um die Edukte metamorpher Gesteine zu rekonstruieren. Besondere Beachtung erheischen freilich bei diesen Betrachtungen geochemisch mobilere Elemente, wie z.B. die LIL-Elemente, auf deren Verhalten im jeweiligen Fall detailliert eingegangen werden soll.

Eine zusätzliche Komplikation wird durch die mitunter starke Migmatisation der Abfolgen verursacht, die zur Bildung von Bändermigmatiten mit stringent getrennten Leukosomen und Mesosomen Anlaß geben kann (vgl. 3.4) sowie zur Entstehung intrusionsfähiger Teilschmelzen, die als Aploide und Pegmatoid diskordant die Gefüge der umgebenden Metamorphite durchdringen können.

Im folgenden werden zunächst die pelitischen und psammitischen Metasedimente, die anatektischen Neubildungen und sauren Orthometamorphite diskutiert, anschließend die Gruppe der Ca-reichen Metamorphite (Meta-Mergel und -Kalksteine).



Eine gesonderte Behandlung erfahren orthogene Metamorphite mit basischem Chemismus. In Abschnitt 4. werden die variszischen Intrusivgesteine kurz angerissen.

Es sei nochmals betont, daß zwischen den einzelnen Gesteinstypen, insbesondere auch zwischen Ca-armen (Metapelite) und Ca-reichen (metamorphe Mergel) Varietäten mannigfaltige Übergänge existieren. Deutlich wird das auch in der (Niggli-) (al+fm)-(c+alk)/si - Darstellung (Abb.7). Die in diesem Diagramm verwendete Felderteilung nach SUK (1974) und ZEMAN

(1980) stellt die Gesteine der Kropfmühl-Serie auch in einen Kontext mit moldanubischen Metamorphiten der ČSSR. Die geochemische Verwandtschaft insbesondere auch der Metabasite (hier Amphibolit-Feld) ist evident. Die in diesem Diagramm verwendeten Symbole gelten auch für alle folgenden Diagramme.

Als Unterscheidungskriterien bei der Klassifikation der Metamorphite dienten sowohl petrographische Merkmale (vergleichbare Mineralvergesellschaftungen) wie auch geochemische Kriterien (ähnlicher Chemismus), die Verbandsverhältnisse und die Art des Auftretens in den Untertageaufschlüssen.

Im folgenden wird die Petrographie und Geochemie der einzelnen Gesteine abgehandelt sowie – soweit möglich und sinnvoll – eine Zuordnung zu ehemaligen sedimentären Environments getroffen. Ziel dabei ist eine möglichst detaillierte fazielle Rekonstruktion dieses Sedimentationsgebietes, vor allem im Hinblick auf die spezifischen Anforderungen eines Milieus, das zur Akkumulation großer Mengen organischen Kohlenstoffs beigetragen hat.

Der Chemismus der einzelnen Gesteinsgruppen wird meistens im Anschluß an die Petrographie diskutiert, zum Teil werden unterschiedliche petrographische Ausbildungen mit vergleichbarem Chemismus in einem zusammenfassenden Geochemie-Abschnitt behandelt.

3.2 Graphitflöze

Als Graphitflöze werden hier Gesteinsabfolgen bezeichnet, die aufgrund ihrer starken Graphitführung (max. 37 Gew-% C o.Fl.) sowie ihres langen Aushaltens im Streichen bauwürdige Dimensionen aufweisen. Im Westfeld der Graphitlagerstätte läßt sich ein produktives Südflöz (2–5m mächtig, 18–37% C o. Fl.), das E–W streicht und $\pm$ saiger steht (Abb.8 rechts), von einem Quarz- und Feldspat-reicherem Nordflöz (Mächtigkeiten ähnlich dem Südflöz, 5–20% C o.Fl.) unterscheiden, das ebenfalls E–W streicht und steil nach N einfällt (Abb.8 Mitte). Bereichsweise können die Flöze – auch in Arealen stärkerer Migmatisation – abreißen, und müssen dann durch mitunter aufwendige Bohrmaßnahmen wieder aufgesucht werden.

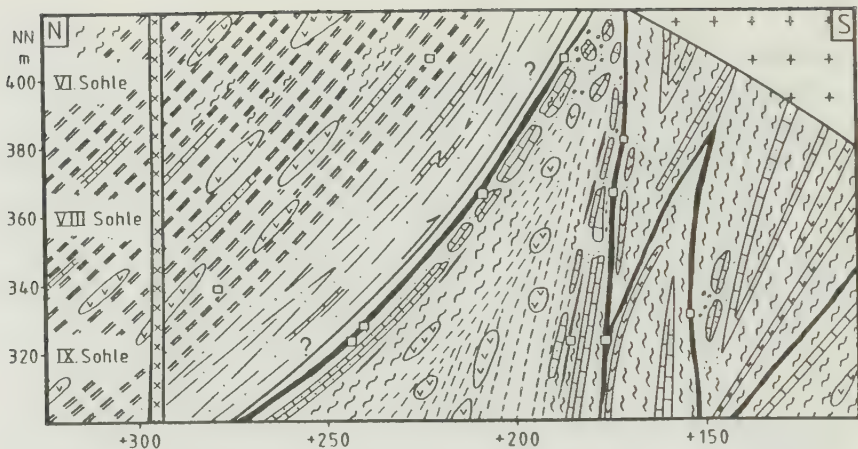


Abb.8: N-S - Profil durch das Grubengebäude bei ca. -1850mW (vgl. Abb.3). Deutlich sind die südvergenten Antiklinalstrukturen zu erkennen. Im Kern der zentralen Antiklinale starke Migmatisation. Die Quarzitzgneise und Granofelse im Norden liegen möglicherweise mit tektonischem Kontakt auf den graphitführenden "bunten" Abfolgen. Signaturen vgl. Abb.4.

3.2.1 Petrographie

Frisch angefahren erscheinen die Graphit-Gesteine grauschwarz glänzend mit weißen Feldspateinsprenglingen oder linsigen, z.T. verfalteten Quarz-Feldspat-Einschaltungen, die im Südflöz mitunter das Gepräge von "Syenitpegmatiten" (vgl. 3.8) annehmen können. Im Zuge der Verwitterung bedecken sich die Flöze in kurzer Zeit mit einer braunroten Kruste von Eisenoxidhydraten (Oxidation sulfidischer Erzminerale). Nontronit als sekundäre Mineralneubildung kann lokal zu einer leuchtend gelben Verfärbung der Stöße führen.

U.d.M. bildet der Graphit, der immer innig mit Biotit und Sulfiden verwachsen ist, flaserige Züge und Linsen mit häufigen Stauchungen und Verbiegungen. Eine Kleinfältelung der Graphitfasern im Schlibfbereich ist verbreitet. Daneben treten einzelne Graphitleisten an Korngrenzen zwischen Feldspäten und/oder Quarz oder als Einschlüsse in Feldspäten auf. Biotit erscheint in Form schmaler Leisten innerhalb der Graphitfasern sowie in Form größerer Bretter, Schuppen oder

Scheiter in den hellen Teilgefügen oder auch als Einschluß innerhalb von Feldspäten. Sein Pleochroismus wechselt von schwach gelbbraun (X) nach rehbraun (Y,Z). Mechanische Verbiegungen der Biotite sind häufig und äußern sich in einem undulösen Wandern der Auslöschung wie auch des Pleochroismus über das Mineral. Plagioklas (An 15-25) bildet neben Kalifeldspat und - im Nordflöz - auch Quarz das wichtigste felsi-

	Südflöz		Nordflöz	
	406	501	255	436
Qz	--	--	15,8	25,4
Plag	11,9	8,7	14,0	25,8
Kfsp	6,4	25,2	27,2	33,6
Bio	12,3	5,4	11,0	8,1
Erz	69,5	60,2	31,8	6,9
Akz	0,9	0,5	0,2	0,2

Tab.3: Modalbestände von Flözgesteinen. Akzessorien sind Titanit, Apatit und Zirkon. Man beachte, daß der modale Erzgehalt nicht mit dem Graphitgehalt übereinstimmt, da auch die sulfidischen Erzminerale mit eingehen.

sche Mineral. Er zeigt in der Regel unregelmäßige, xenomorphe Kornformen, wobei der Umriß der Körner oft von den in der Umgebung auftretenden Graphitfasern definiert zu sein scheint. Graphitleisten können in die Plagioklase hineinspießen oder als Einschlüsse in diesen vorkommen. Die Verzwillingung gehorcht fast ausschließlich dem Albit-Gesetz, die Zwillingsslamellen zeigen oft Verbiegungen durch synkinematisches Wachstum. Im Nordflöz sind die Plagioklase häufig randlich albitisiert, wobei im Albit-Saum eine Umkehrung der Auslöschung der Zwillingsslamellen zu beobachten ist. An Kontakten mit Kalifeldspäten treten Myrmekitsäume und/oder gekröseartige Myrmekitwucherungen auf. Antiperthitische Entmischung kann sich durch fleckige Einschlüsse gegitterter Mikrokline äußern. Kalifeldspat, meist Mikroklin mit teilweise tropfen- oder spindelförmigen Perthitentmischungen kann buchtig in die Kalknatronfeldspäte eindringen. Mitunter zeigt sich eine weit fortgeschrittene Kalifeldspatisation mit großen Mikroklingewachsen, die dann die anderen Minerale poikilitisch umgreifen können und z.T. verdrängen (vgl. 3.8). Hier bestehen dann kontinuierliche Übergänge zu "Syenitpegmatiten", die das

Südflöz im Liegenden begleiten und als Linsen innerhalb der Flöze erscheinen. Quarz ist im südlichen Flöz sehr untergeordnet, im Nordflöz dagegen verbreitet (Tab.3). Er zeigt immer undulöse Auslöschung und ist oft von einer Vielzahl feiner nadeliger Kristalle (Rutil?) durchsetzt. Gelegentlich können sich linsige Quarzpflaster ausbilden. Tropfenförmige Quarzeinschlüsse erscheinen bisweilen in Plagioklasen und Kalifeldspäten. Farbloser, diopsidischer Klinopyroxen, der randlich uralitisiert sein kann, tritt in einigen Schriffen aus dem Südflöz auf. Wird er häufiger, so besteht ein fließender Übergang zu graphitführenden Kalksilikatgesteinen.

Akzessorisch erscheinen in den Graphitflözen Titanit, Apatit und Zirkon.

Titanit bildet meist xenomorphe Körner, die oft in die dunklen Erz-Biotit-Teilgefüge eingestreut sind. Insbesondere im südlichen Flöz tritt Titanit mitunter in Form großer, unregelmäßig begrenzter, kataklastischer Individuen auf, die oft einen intensiven Pleochroismus von gelbbraun nach intensiv rotbraun zeigen. Apatit ist mitunter unregelmäßig kataklastisch, zum Teil zeigt er aber auch idiomorphe Kornformen. Zirkon ist eher selten. In Biotiten bildet er kräftige pleochroitische Höfe aus. Die Körner zeigen runde bis ovale, eiförmige Umrisse.

Eine durch das Nordflöz verlaufende Störungszone hat dort zu einer starken Zerklüftung und Kataklaste der Gesteine geführt. Die Biotite sind dann oft zerfranst und stark vergrünt, die Plagioklase sind durch Sericitisierung getrübt. Braungelbe Eisenoxidhydrate, calcitische Kluftfüllungen und sekundäre Klinozoisitbildung ist in diesen gestörten Gesteinspartien verbreitet.

3.2.2 Erzmikroskopie

Betrachtet man Anschliffe von Proben aus den Graphitflözen mittels des Erzmikroskopes, so fällt der Graphit durch seine silbergrauen bis braungrauen Farben und seine extreme Anisotropie auf. Meist bildet er leisten- bis blattförmige Individuen bis 1mm Länge, die häufig parallel zu ihrer Basis

stark aufgefasert und aufgespleißt sind. Die einzelnen Graphitkörner verbinden sich oft zu flaserigen Zügen. Die Graphitkristalle sind im allgemeinen stark tektonisch beansprucht. Verbiegungen, Knickungen, Stauchungen, Kink bands und kleinmaßstäbliche Verfältelung der Graphitleisten sind verbreitet. Wichtigstes sulfidisches Begleitmineral des Graphits ist Magnetkies, der sich durch seine lichtgelben Farben und ebenfalls ausgeprägte Anisotropie zu erkennen gibt. Magnetkies tritt oft in inniger Verwachsung mit Graphit auf. Die durch Aufspaltung der Graphitleisten entstehenden Hohlräume sind häufig mit Magnetkies verfüllt. Pyrit ist sehr selten und immer sekundäre Bildung. Kupferkies, der sich durch seine intensiv goldgelben Farben und die geringere Härte und Anisotropie deutlich von Magnetkies unterscheidet, tritt gegenüber diesem stark zurück. Er erscheint nie selbstständig, sondern ausschließlich in Form kleiner, meist rundlicher oder tropfenförmiger Einschlüsse in Magnetkies. An weiteren Erzmineralen können selten Magnetit-Körnchen und Ilmenit beobachtet werden. Ilmenit ist gelegentlich von einem z.T. rudimentären Titanitsaum umgeben.

3.2.3 Geochemie

Betrachtet man den Haupt- und Nebenelementchemismus der Flözproben (Abb.7,9), so fällt ein deutlicher Unterschied zwischen südlichem und nördlichem Flöz auf. Letzteres ist SiO_2 -reicher und C-ärmer (5,2-16,27% C o.Fl.) als ersteres, das Kohlenstoffgehalte zwischen 9,25 und 37,14% C o.Fl. aufweist. Generell sind die Proben reich an Eisen, was aufgrund der starken Magnetkiesführung auch zu erwarten ist. Zweiwertiges Eisen ist gegenüber dem dreiwertigen oft stark angereichert, was möglicherweise bereits primäre Ursachen - reduzierendes Milieu bei der Bildung der sedimentären Vorläufer der Flöze - hat. Andererseits ist in einzelnen Flözgesteinen - gefördert auch durch die Störungszonen, die bevorzugt in den Flözen verlaufen - oft eine starke sekundäre Oxidation zu erkennen, die zu einer stärkeren Betonung der Fe III-Komponente führen kann, die sich petrographisch durch

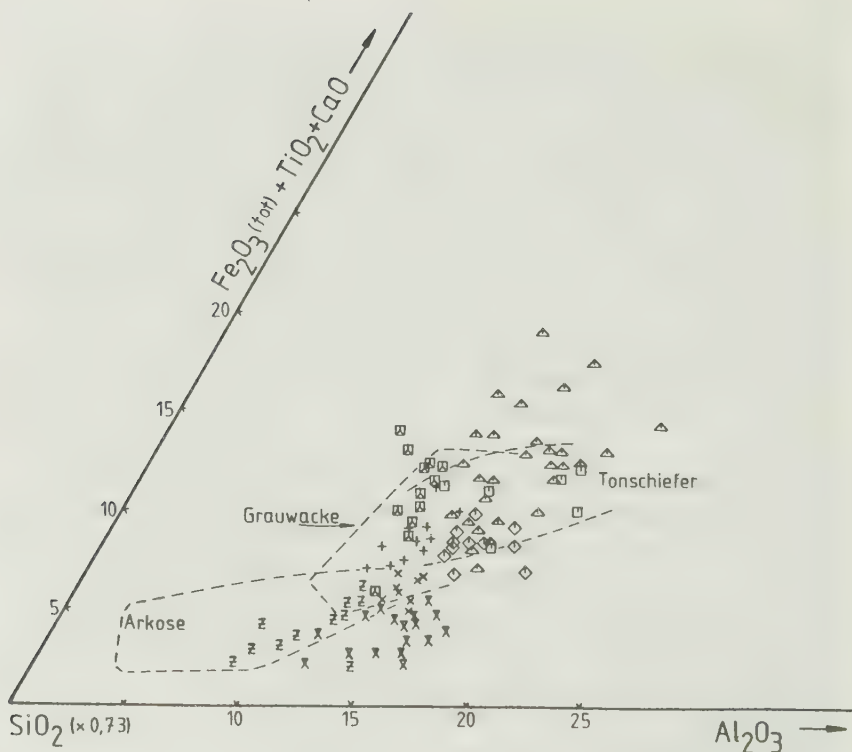


Abb.9: $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO} / \text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ -Diagramm nach DE LA ROCHE (1965). $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe tot}$. Für die Flözproben wurden die transformierten (graphitfrei, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5\%$) Werte verwendet. Das Gros der Proben liegt in den Feldern der Tonschiefer und Grauwacken (Signaturen vgl. Abb.7).

die Ausbildung von Eisenoxidhydraten äußert.

Nachdem der primär organogen-sedimentäre Ursprung der Graphitgesteine, wie eingangs ausgeführt, sehr wahrscheinlich ist, erhebt sich die Frage, welcher Art die Sedimentgesteine gewesen sind, die als Träger und Begleiter des ursprünglichen Kerogens und der offenbar synsedimentären (vgl. auch 5.) Sulfidvererzungen wirkten. Um das zu ergründen, wurde der Hauptelementchemismus der Flöz-Proben rechnerisch so umgeformt, daß das Gesamteisen (als Fe_2O_3) pauschal 5% und der Glühverlust 1% beträgt (Tab.A2 im Anhang). Diese Werte entbehren nicht einer gewissen Willkür, wurden jedoch so ge-

wählt, um den Durchschnittsgehalten einerseits pelitischer, andererseits eher psammitischer Sedimente gerecht zu werden. Durch diese Transformation wird deutlich, daß die anorganisch-detritäre Komponente der Ausgangssedimente des Südflözes einem tonigen Material entspricht (hohe Al-Gehalte, vgl. SHAW 1956, PETTIJOHN 1963, WEDEPOHL 1971), vergleichbar den im nächsten Abschnitt vorgestellten Graphitgneisen. Dies wird auch durch die Lage der Probenpunkte im Feld der Tongesteine im $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{tot}+\text{TiO}_2+\text{CaO}$ - Diagramm (Abb.9) deutlich.

Das Nordflöz zeigt nach dieser Umformung eher einen psammitisch-grauwackenähnlichen Chemismus mit relativ höheren SiO_2 - und niedrigen Al_2O_3 -Konzentrationen. Eine gewisse Konvergenz der chemischen Zusammensetzung von Nord- und Südflöz zeichnet sich bei den Proben des Querschlages 13S2 ab, was nicht weiter verwundert, da dieser Querschlag dem Scheitel der Antiklinale und somit der theoretischen Verbindung der beiden Flöze am nächsten liegt (vgl. Abb.3 und 8).

Die Proben des südlichen Flözes zeigen z.T. gegenüber den Clarke-Werten erhöhte CaO- und MgO-Werte, was eine Beteiligung von Karbonaten am sedimentären Edukt nahelegt.

Deutlichere Unterschiede gegenüber den Durchschnittswerten pelitischer Sedimente offenbaren die Konzentrationen für TiO_2 (etwas angereichert) und vor allem P_2O_5 (stärker angereichert) sowie die Alkalien, insbesondere K_2O , das stark erhöht sein kann.

Als Ursachen für diese Anreicherungen kommen zum einen primäre Prozesse in Betracht, also spezifische Anreicherungsmechanismen während der Sedimentation, oder sekundäre wie Stoffverschiebungen während der Metamorphose.

Ti gelangt üblicherweise mit der detritischen Fraktion, z.B. adsorbiert an Tonminerale, in die Sedimente (COSGROVE 1973), daneben ist auch eine biologische Anreicherung mit organischen Säuren möglich (GLIKSON et al. 1985). Generell mögen Ti-Anreicherungen auf die Erosion basischer und ultrabasischer Gesteine auf den die Sedimentationsräume begrenzenden Festländern hinweisen. Im Fall der vorliegenden Flözgesteine kann auch ein synsedimentärer basischer Vulkanismus

(vgl. 3.12) als Ti-Lieferant nicht ausgeschlossen werden.

Phosphor ist für die biologische Aktivität der Organismen von substanzieller Bedeutung und wird bevorzugt mit der organogenen Fraktion der Sedimente angereichert. Mit Schwarzschiefern assoziierte Phosphatlagerstätten beschreiben u.a. AMIT & BEIN (1982) und RASMY & BASILY (1983). DILL (1983) untersuchte P-reiche Metasedimente einer oberproterozoischen Bunten Gruppe in der Oberpfalz, die dort mit U-Anreicherungen einhergehen. ALTHERR (1979) beschreibt P_2O_5 - und C-reiche Quarzite einer Bunten Gruppe des südlichen Schwarzwaldes als Ablagerungen von "tieferem, schlecht durchlüftetem Wasser", wobei das Phosphat und der Kohlenstoff "sicherlich organischen Ursprungs" sind.

Generell sind Phosphatanreicherungen in anoxischen Sedimenten oft zu beobachten. Anaerobe Verhältnisse sind die Voraussetzung für eine Akkumulation unzersetzter organischer Substanz und somit des Phosphors wie auch des Kohlenstoffs.

Beide Elemente, Titan wie auch Phosphor, sind bei der Regionalmetamorphose im allgemeinen immobil und können somit als primäre Bestandteile der sedimentären Vorläufer der Graphitflöze betrachtet werden.

Schwieriger zu interpretieren sind die gegenüber pelitischen Sedimenten mitunter stark erhöhten Gehalte an Alkalien.

Vergleichsweise wenig gravierend ist die Anreicherung einzelner Proben an Na_2O , was durch gewisse Beimengungen von Na-reichem Detritus (Ab-reiche Plagioklase, Na-Sorption an Tonminerale) am Ausgangssediment erklärt werden kann. Erhöhte Na_2O -Gehalte sind insbesondere für das nördliche Flöz charakteristisch.

Die K_2O -Gehalte einzelner Proben des südlichen Flözes können dagegen extrem ansteigen und Werte über 10Gew-% annehmen. Mineralogisch drückt sich das durch eine starke Kalifeldspatvormacht gegenüber den anderen (Nichterz-) Mineralen aus.

Eine mögliche Ursache für diese hohen Konzentrationen wäre ein K-reiches Ausgangssediment mit vorherrschend illiti-

schen Tonmineralen (Illite sind die wichtigsten Kaliträger pelitischer Sedimente). Dahingehend durchgeführte Modellrechnungen zeigten jedoch, daß selbst ein extremes, monomineralisch aus Illiten zusammengesetztes Sediment nicht dem Chemismus der Flözproben entsprechen würde - zum einen werden selbst dann die hohen K_2O -Gehalte nicht erreicht, daneben wäre dieses hypothetische Sediment wesentlich Al-reicher als die vorliegenden Proben (Illit hat ein Al_2O_3/K_2O -Verhältnis von etwa 4, in den K_2O -reichen Flözproben sinkt dieses Verhältnis dagegen unter 2).

So muß davon ausgegangen werden, daß das Kalium durch metasomatische Prozesse im Zuge der Metamorphose und Anatexis in die Flöze gelangt ist, was auch durch die Beobachtung gestützt wird, daß im Liegenden des südlichen Flözes vielerorts K_2O -reiche Pegmatoide und "Syenitpegmatite" anstehen. Letztere bilden auch Linsen innerhalb der Flöze.

Bei der Diskussion der Migmatisation und Entstehung der "Syenitpegmatite" wird auf diese Problematik weiter eingegangen (vgl. 3.8).

Trotz aller chemischer Differenzen repräsentieren das nördliche und südliche Flöz vermutlich ein einheitliches stratigraphisches Niveau, wie bereits eingangs dargelegt wurde. Die Unterschiede in der Stofflichkeit müssen daher - ausgenommen freilich die metasomatisch veränderten K_2O -Gehalte - durch primäre fazielle Differenzierungen in dem Sedimentationsraum dieser Metabiolithe erklärt werden.

So herrschten im Süden (Süden steht hier für die heutige Position des südlichen Flözes, äquivalentes gilt für Norden) offenbar ruhige Sedimentationsverhältnisse mit Ablagerung eines feinklastischen Detritus in O_2 -freier Umgebung, die eine oxidative Zersetzung absinkender organischer Partikel verhinderte. Durch die Aktivität sulfatreduzierender Bakterien gebildeter Schwefelwasserstoff ermöglichte die Präzipitation sulfidischer Erze (vgl. 5.3.3).

Weiter im Norden kamen offensichtlich verstärkt psammitische Klastika zum Absatz. Dieses klastische Material führte zu einer Verdünnung des auch hier in O_2 -freier Umgebung akkumulierenden unzersetzten organischen Materials.

Die geringeren C-Gehalte (dasselbe gilt für P_2O_5 und eine Vielzahl spezifischer Spurenelemente) des nördlichen Flözes sind so am ehesten durch eine Versandung der Co_{90} -reichen sapropelitischen Sedimente zu erklären, wie sie auch im Ostfeld der Lagerstätte lokal beobachtet werden kann (WEINELT mdl. Mitt.). Weiter im Westen wurden diese Schüttungen offenbar stärker, die Flöze werden hier geringermächtig und setzen schließlich ganz zugunsten von heute als Metatexite und Diatexite vorliegenden Grauwacken aus (vgl. 3.4). Das Wiedereinsetzen der Flöze einige Hundert Meter weiter im Westen mag darauf hindeuten, daß diese klastischen Schüttungen relativ begrenzt waren (einzelne Äste von Deltaschüttungen?, Ausläufer von Trübeströmen?), wobei freilich nicht mit letzter Gewißheit nachgewiesen werden kann, ob es sich hier im äußersten Westteil der Lagerstätte um exakt zeitgleiche Äquivalente der im Osten absetzenden Flöze handelt (vgl. 7.).

Betrachtet man das Spurenelementspektrum der Graphitflöze, so fallen vor allem starke Anreicherungen der Elemente V, Cr, Co, Ni und z.T. Cu gegenüber den Durchschnittsgehalten pelitischer bzw. psammitischer Sedimente auf. Diese Anreicherungen spezifischer Spurenelemente und die dadurch sich ergebenden Möglichkeiten einer faziellen Rekonstruktion des ursprünglichen Sedimentationsraumes werden in Abschnitt 5. eingehend diskutiert.

3.3 Feldspatmetablastische, -metatektische und diatektische Graphit-Biotit-Plagioklas-Gneise

Wie die komplexe Überschrift bereits erahnen läßt, vereinigen sich in dieser Gruppe Gesteine sehr unterschiedlicher Ausbildung und Gefügeprägung. Gemeinsam ist ihnen ein Chemismus, der auf ein überwiegend pelitisches Ausgangsmaterial schließen läßt, wobei auch hier wieder Übergänge zu mehr psammitisch-grauwackenähnlichen Metasedimenten einerseits und karbonatisch beeinflussten, mergeligen Edukten andererseits bestehen. Die Mehrzahl der graphitführenden Metamorphite des Passauer Waldes ist dieser Kategorie zuzuordnen.

3.3.1 Petrographie

Nach dem Mineralbestand und den Gefügemerkmalen lassen sich im wesentlichen folgende Ausbildungen differenzieren:

- a) Feldspatmetablastischer Biotit-(Amphibol)-Plagioklas(Kfsp)-Gneis; dieser Typus zeigt das charakteristische Gepräge eines Perlgnaises.
- b) Metatektischer (Sillimanit,Granat,Spinell)-Biotit-Plagioklas-Gneis, z.T. flaserig verfältelt, z.T. deutlich gebänderter Zeilen- und Lagengneis (stromatitischer Migmatit nach MEHNERT 1968).
- c) Diatektischer Biotit-(Amphibol)-Plagioklas(Kalifeldspat)-Gneis; dieses Gestein zeichnet sich durch eine weitgehende diatektische Gefügeauflösung und Rekristallisation aus, ohne daß der Chemismus evident beeinflußt worden wäre. Das Auftreten dieser Varietät beschränkt sich auf die stark migmatischen Areale im Kern der Antiklinale, die durch die Querschläge 20 und 13Nord in N-S-Richtung senkrecht zur B-Achse durchfahren ist (vgl. Abb.4 und 8).

Ad a):

Perlgnaisse dieses Typs sind in den untersuchten Teilen der Lagerstätte sehr selten. Über wenige Meter Strecke erscheinen sie in Querschlag 16. Makroskopisch zeigen sie im Idealfall regellose Gefüge mit rund-ovalen bis eckigen Plagioklas-Perlen in einer dunklen Matrix. In den Aufschlüssen ist ein kontinuierlicher Übergang zu eher flaserigen Gefügen mit linsigen Plagioklas-Porphyroblasten zu erkennen.

U.d.M. zeigt sich, daß die richtungslos-körnigen, heteroblastischen Gefüge durch Plagioklas-Blasten in einem Gewebe von Mafitmineralen - überwiegend Biotit, daneben auch Hornblende - entstehen.

Plagioklas (An 15-25) bildet xenomorphe bis subidiomorphe Porphyroblasten von bis zu 5mm Durchmesser bzw. Längserstreckung entlang c. Er ist meist nach dem Albit-Gesetz verzwillingt, seltener sind Zwillingsbildungen nach dem Periklin-Gesetz. Völlig untergeordnet treten auch Karlsbad-

Zwillinge auf. Die Zwillingslamellen sind oft verbogen, Subkornbildung und Kataklaste ist bei den Plagioklasen verbreitet. Offene Frakturen können mit Quarz, Calcit und/oder Erzmineralen verheilt sein. Als Einschlüsse treten fleckige Antiperthite, tropfenförmige Quarze, schmale Biotitleisten, Apatit, Zirkon und Erz auf. Durch Sericitisierung können die Plagioklase getrübt sein. Kalifeldspat, meist Orthoklas, der nur randlich oder fleckenförmig Mikroklingitterung aufweist,

	315	316
Plag	34,6	52,8
Kfsp	3,5	2,3
Qz	23,2	15,4
Bio	32,4	25,2
Hbl	4,3	1,8
Tit	—	0,9
Erz	1,2	0,9
Ap	0,7	0,3
Akz	0,1	0,3

Tab.4: Modalanalysen feldspat-metablastischer Gneise. Akzessorien sind Zirkon und Calcit.

tritt neben Plagioklas stark zurück, kann aber auch mm-große Porphyroblasten ausbilden. An gemeinsamen Korngrenzen mit Plagioklas kommt es zur Bildung warzenförmiger Myrmekite. Gegitterter Mikroklin kann als jüngere Bildung auch in dem feinerkörnigen Quarz-Feldspat-Granulat, das die großen Porphyroblasten oft umhüllt, aufsprossen. Quarz erscheint als Zwickelfüllung zwischen den anderen Komponenten. Er löscht stark undulös aus. In den eher flaserig entwickelten Varietäten können auch schieferungsparallele linsige Quarz-Mosaike erscheinen. Biotit ist in den Gesteinen immer reichlich vorhanden (vgl. Tab.4). Er zeigt einen ausgeprägten Pleochroismus von X=blaßgelb nach Y-Z=hell-ockerbraun. Häufige Verbiegungen des Minerals äußern sich in einem undulösen Wandern der Auslöschung über das Korn. In den völlig regellosen, homophanen Perlgneisen sind die Biotite tangential um die Feldspatporphyroblasten angeordnet, in den eher linsig-flaserigen Modifikationen zeigen sie eine subparallele Einregelung, die jedoch durchaus von groben Querbiotit-Scheitern durchbrochen sein kann. Randlich und in Spaltrissen zeigen

sich feine Opakminerale. Bei der oft zu beobachtenden Chloritisierung der Biotite entsteht Titanit. Eng mit den Biotiten verknüpft tritt eine farblose bis blaß-graugrüne aktinolithische Hornblende auf, die faserige Aggregate unterschiedlicher Dimensionen (0,2-0,5mm) bildet. Zarte Biotit-relikte innerhalb dieser Aggregate, offenbar aus Biotiten übernommene Zirkone, die dann in den Hornblenden pleochroitische Höfe erzeugen, und Symplektit-artige Verwachsungen von Hornblende und Biotit legen eine Reaktion Biotit - Hornblende nahe, wie sie auch von BUSCH (1965) und MEHNERT (1968) aus anatektischen Gneisen des Schwarzwaldes beschrieben wird.

KNABE (1970) untersuchte diese Beziehung experimentell. Demzufolge bildet sich monokline Hornblende bei der Anatexis Quarz-Biotit-Plagioklas-führender Gesteine (2kb, Beginn der anatektischen Schmelzbildung je nach Fe/Mg-Verhältnis zwischen 660 und 707°C) gemäß der Gleichung Biotit + Plagioklas + Quarz = Kalifeldspat-Komponente + Albit-Komponente + Hornblende. Die Kalifeldspat- und Albit-Anteile bilden dann mit Quarz die anatektische Schmelze (vgl. auch HOSCHEK 1976).

Akzessorisch treten in den Perlgneisen Apatit, Titanit, Zirkon, Monazit und Opakminerale auf. Relativ häufig erscheint Apatit, der z.T. xenomorphe Kornaggregate, daneben aber meist gedrungene Säulen unterschiedlicher Längen/Breitenverhältnisse (max. 0,25x0,08mm) bildet. Die Körner sind oft stark kataklastisch. Titanit entsteht bei der Chloritisierung der Biotite und bildet dann ein xenomorphes Haufwerk um diese. Zirkone erscheinen als runde, ovale oder auch eckige Individuen, die zerbrochen sein können. In Biotiten und Hornblenden bilden sie kräftige pleochroitische Höfe. Monazit unterscheidet sich von Zirkon durch seine schiefe Auslöschung und optische Zweiachsigkeit. Auch er verursacht in Biotit und Hornblende pleochroitische Höfe. Erzminerale, unter anderem Graphit, sind in der Umgebung der Biotite, als Einschlüsse in Hornblende-Aggregaten, und auch in dem feinkörnigen Quarz-Feldspat-Granulat, das bisweilen die Plagioklas-Porphyroblasten umgibt, verbreitet.

Ad b):

Gesteine dieser Ausbildung erscheinen in den Untertageaufschlüssen vereinzelt im Oberhauen zur 8.Sohle (Querschlag 20, Abb.3 und 4), häufiger treten sie im westlichen Querschlag 12 auf, hier wechsellagernd mit Kalksilikatgesteinen und Marmorren. In den Bohrungen sind sie verbreitet (Abb.6), hier sind Gneise dieses Typs die nahezu alleinigen Träger des Graphites.

Makroskopisch sind die Gesteine oft kleinkörnig und meist von stringenter Paralleltexur geprägt, die durch Feldspat-Porphyroblasten und Quarz-Feldspat-Aggregate linsig oder fleckig aufgeweitet sein kann. Sie sind oft intensiv verfaltet, die leukokraten Metatekte können dann in Sattel- und Muldenscheiteln stärker angereichert sein.

U.d.M. eröffnet sich ein recht unruhiges Bild. Lepidoblastische, dunkle Graphit-Biotit-(Sillimanit,Hellglimmer, Spinell)-Teilgefüge sind z.T. durch Plagioklas-Blasten aufgebläht (dann Gefügebilder ähnlich a)), z.T. von hellen granoblastischen Metatekten durchdrungen oder begrenzt. Auch zeitliche Varietäten mit regelmäßig ausgebildetem Wechsel heller und dunkler Lagen treten auf.

Biotit ist in allen Varietäten das häufigste mafische Mineral. Meist ist er von intensiv rotbrauner Farbe (Tireich!) und zeigt ausgeprägten Pleochroismus. Mitunter durchziehen die Biotite in welligen, subparallelen Flaserzügen das Gestein, z.T. bilden sie fleckige Melanosom-Konzentrationen randlich von Leukosom-Lagen. Bei zunehmender anatektischer Aufschmelzung werden diese dunklen Teilgefüge dann wieder von Feldspat-Blasten durchsetzt, wodurch der Übergang zu diatektischen Varietäten (c) geschaffen ist. Meist bilden die Biotit-Kristalle längliche Leisten oder auch gedrungene Bretter. Ein anderer morphologischer Typus entsteht bei der Verdrängung von Granat, wo schmale Biotit-Spreißel diesen anspießen und fingerförmig in ihn eindringen. Diese Biotite zeigen eher graugrüne Farben. Oft liegen die Granate nur noch reliktsch als kleine, isolierte Körnchen vor. Anhäufungen dieser typischen zarten Biotit-Leistchen legen andererseits das ehemalige Vorhandensein eines Granates nahe.

SCHNEIDER (1975) untersuchte diese Beziehung experimentell und beschreibt die Reaktion wie folgt: $\text{Granat} + \text{K(Na)} + \text{H}_2\text{O} = \text{Biotit} + \text{Magnetit} + \text{Si,Al,Ca(in der Schmelze)}$. Si, Al und Ca werden beim Zerfall der Granate frei und migrieren in die umgebende Teilschmelze, wo sie bevorzugt zur Bildung von Plagioklas beitragen. Das kann auch in den hier beschriebenen Gesteinen beobachtet werden.

Neben Biotit tritt mitunter auch Hellglimmer auf, der dann meist in unmittelbarer Nachbarschaft von Sillimanit und/oder Spinell konzentriert ist. Die oft idiomorphen Hellglimmer sind sicher sekundäre Bildungen. Sillimanit kann in Gestalt schmaler Stengel oder fibrolithischer Faserzüge innerhalb felsischer Minerale (meist Plagioklas), daneben in Form feinkörniger Aggregate und in seltenen Fällen idiomorph mit bis zu 0,5mm Kantenlänge auftreten. In Sillimanit-Aggregaten können eckige Spinelle eingeschlossen sein. Begrenzt sind die Sillimanit-Aggregate, wie oben bereits angesprochen, durch Hellglimmer. In stärker anatektisch überprägten Varietäten sind Sillimanite nicht, wie sonst zu beobachten, notwendig an die dunklen Teilgefüge gebunden, sondern können auch isoliert in leukokraten Metatekten vorkommen. Isotroper Spinell (Hercynit) zeigt graugrüne bis intensiv flaschengrüne Farben. Die Spinelle kommen innerhalb von Sillimanit-Aggregaten vor, in einzelnen Schliffen erscheinen sie auch umgeben von faserigen Hellglimmern in von Biotit umflaserten Linsen. Als große Seltenheit konnten in einigen Schliffen Relikte orthorhombischer Pyroxene identifiziert werden, die immer von einem dichten, retrograden Hornblende-Filz umgeben sind. Diese Pyroxene sind von hoher Lichtbrechung, optisch negativ und zeigen niedrige Interferenzfarben. Bis auf die blassen Absorptionsfarben und den fehlenden Pleochroismus vereinigen sie alle Eigenschaften des Hypersthens. Da dieses Mineral auf das Erreichen der regionalen Hypersthen-Zone (Granulit-Fazies der Regionalmetamorphose) hinweist, ist sein Auftreten wichtig für die Rekonstruktion der Metamorphosegeschichte dieser Abfolgen.

Plagioklas ist das wichtigste felsische Mineral und besitzt die Zusammensetzung eines Oligoklas oder sauren Ande-

sins (An25-35). Die Plagioklase zeigen oft rund-ovale bis subidiomorphe Kornformen und können Einschlüsse von Silimanit-Nadeln, Biotit, Graphit, Apatit und Zirkon führen. Quarz tritt z.T. stark zurück, z.T. kann er aber auch in den hellen Teilgefügen stark angereichert sein, wo er dann schieferungsparallele linsige Aggregate bildet. Kalifeldspat sproßt mitunter in den Intergranularräumen zwischen Quarzen und Plagioklasen auf. Bei stärkerer Kalifeldspat-Blastese kann er auch sukzessive die Gefüge unter poikilitischer Umgreifung der anderen Mineralphasen (meist Quarz und Plagioklas) penetrieren.

Akzessorisch treten in den Gesteinen Apatit, Zirkon, Monazit und Erz auf. Die Erze, überwiegend Graphit und Magnetkies, müssen dabei nicht notwendig akzessorisch vorhanden sein, sondern können stark zunehmen bis hin zum Flözcharakter der Gesteine (vgl. 3.2).

In den Graphitgneisen der Bohrungen tritt zu oben beschriebenem Mineralbestand noch Cordierit, der immer einen runden bis ovalen, blastischen Habitus zeigt. Die Cordierite sind z.T. frisch und unverändert, daneben können alle Stadien der Pinitisierung beobachtet werden. Die Körner können breite Zwillingslamellen aufweisen, in Einzelfällen treten auch die typischen Durchkreuzungsdrillings auf.

Ad c):

Diese Varietät zeichnet sich durch weitgehende Auflösung der parallelen Gefüge und ± vollständige Rekristallisation der beteiligten Minerale aus. In den untersuchten Strecken finden sich Gesteine dieser Ausbildung ausschließlich in den stärker migmatischen Bereichen der Querschläge 20 und 13Nord. Dort bestehen kontinuierliche Übergänge zu Gesteinen mit völlig homophanen Gefügen und tonalitischer bis granodioritischer Zusammensetzung (vgl. 3.5).

Die Mineralvergesellschaftungen sind hier weniger abwechslungsreich als bei Typ b) und ähneln eher denen der oben angesprochenen Tonalite und Granodiorite.

Biotite zeigen mitunter noch eine subparallele Orientierung, daneben können sie völlig unregelmäßig zwischen den

felsischen Mineralen eingestreut sein. Mit zunehmender Diatexis scheint die Farbe der Biotite von rotbraun zu hellerem ockerbraun zu wechseln. An Korngrenzen und in Spaltrissen zeigen sich Erz- und Titanit-Ausscheidungen. Auf Basisschnitten kann mitunter Sagenit-Gitterung beobachtet werden. Neben vergleichsweise großen Biotit-Brettern und -Scheitern treten wirre, zarte, mitunter grüne Biotit-Stengel auf, die auf das ehemalige Vorhandensein von Granat hinweisen. In seltenen Fällen können noch kleine reliktsche Granat-Körnchen registriert werden. Häufig zu beobachten ist die bereits bei der Abhandlung der Perlgneise beschriebene Biotit-Hornblende-Reaktion, die zur Bildung farbloser bis zartgrüner Hornblende-Aggregate führt.

Die hellen Minerale bilden immer granoblastische Gefüge. Plagioklas (An₂₅₋₃₅) zeigt mitunter verbogene Zwillingslamellen und/oder Kataklaste. Die Kristalle neigen zur Idiomorphie. Sie sind i.d.R. nach dem Albit-Gesetz verzwillingt, seltener ist zusätzlich eine Verzwillingung nach dem Periklin-Gesetz realisiert. Kalifeldspat erscheint in sehr unterschiedlichen Quantitäten in dem Gestein. Zum Teil bilden mikroperthitische Orthoklaste isometrische Kristalle, daneben können große Mikroklin-Porphyroblasten erscheinen, die Einschlüsse von Plagioklas, Biotit und auch Erz enthalten können. Randlich wird der Kalifeldspat oft von Myrmekit angegriffen. Kleine Mikrokline können als fleckige Antiperthite in Plagioklasen auftreten. Undulös auslöschender Quarz füllt die Intergranularräume oder bildet linsige Aggregate. Akzessorisch erscheinen Apatit (z.T. xenomorph, z.T. gedrungene idiomorphe Säulen), Zirkon (runde und eiförmig-ovale Individuen), Monazit und Erz. Graphit ist immer vorhanden und findet sich oft an die Basis von Biotiten angelagert, daneben aber auch regellos eingestreut oder in felsische Minerale eingeschlossen.

3.3.2 Metamorphose

Sillimanit ist in den Gesteinen die stabile Al_2SiO_5 -Modifikation. Da Kalifeldspat in den Gesteinen verbreitet ist, Muskovit dagegen nicht vorhanden oder sekundär gebildet,

kann man davon ausgehen, daß die Reaktion: $\text{Mus} + \text{Qz} = \text{Kfsp} + \text{Sil}$ stattgefunden hat. Anzeichen anatektischer Gesteinsaufschmelzung sind allerorten zu beobachten. Unter Zuhilfenahme des P-T-Diagrammes (WINKLER 1979) lassen sich somit grob Temperaturen von 650–700°C bei Drucken bis 4kb abschätzen (vgl. Abb.21). Zu ähnlichen Ergebnissen kommt auch V.GUTTENBERG (1974).

Die in Typ b) beschriebenen Hypersthen-Relikte deuten auf eine granulitfazielle Überprägung der Gesteine. Der Hypersthen verdankt seine Entstehung möglicherweise der Reaktion $\text{Bio} + \text{Qz} = \text{Hyp} + \text{Alm} + \text{Kfsp} + \text{H}_2\text{O}$. Weitere Gesteine der Kropfmühl-Serie, die Anzeichen einer granulitfaziellen Metamorphose erkennen lassen, werden in Abschnitt 3.11 diskutiert. Die granulitfazielle Überprägung wurde möglicherweise durch Deckenüberschiebungen induziert (FUCHS 1986).

3.3.3 Geochemie

Die Graphit-Biotit-Plagioklas-Gneise bilden – wie die mineralogische Vielfalt schon erkennen läßt – auch chemisch keine homogene Gesteinsgruppe. Generell zeichnen sie sich durch vergleichsweise hohe Al_2O_3 -, Fe_2O_3 -, MnO - und z.T. auch MgO -Gehalte bei zurücktretendem SiO_2 ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < 4,5$) aus, was sich mineralogisch durch das Erscheinen von Sillimanit und durch die Häufigkeit von Biotit ausdrückt; daneben können die Gesteine reich an Kohlenstoff (Graphit) sein.

Generell müssen bei der Interpretation der Genese dieser Gesteine zwei Möglichkeiten in Betracht gezogen werden:

- 1) Es handelt sich um ($\pm$ isocheme) Produkte von Ausgangsgesteinen entsprechender Zusammensetzung.
- 2) Es handelt sich um Restite, d.h. um Rückstände geochemisch immobilisierter Gesteinsanteile nach partiellem Aufschmelzen und Abfuhr mobiler Gesteinsanteile (MEHNERT 1968). Ein restitischer Charakter kommt insbesondere für einzelne Gesteine in stark migmatischer Umgebung in Frage, die in reichem Maße mafische Minerale enthalten bei gleichzeitigem Zurücktreten der Quarz-Feldspat-Komponente.

Auch Restite zeichnen sich geochemisch durch hohe Fe-, Mg- und Al-Gehalte bei gleichzeitig erhöhten K- und Rb-Anteilen aus, da in ihnen bevorzugt Biotite angereichert werden. Daraus resultiert auch eine Anreicherung der bevorzugt an Biotite gebundenen Spurenelemente V, Cr, Ni und Co (HAACK 1969) in Restiten. Da diese Elemente auch primär - z.B. in bituminösen Sedimenten - angereichert werden können (vgl.5.), ergibt sich eine Konvergenz der Chemismen sapropelitischer Metasedimente und Restite, was die Unterscheidung erschweren kann.

Betrachtet man die Genese der Graphitgesteine im Lichte der oben angesprochenen Möglichkeiten, so sind folgende Beobachtungen von Bedeutung:

- Ein Großteil der Graphitgneise im Passauer Wald ist, wie in Aufschlüssen und Bohrungen beobachtet werden kann, von einer anatektischen Stoffsonderung nicht oder nur in sehr geringem Maße betroffen. Es zeigt sich im Gegenteil ein regelmäßiger, konkordanter Lagenbau mit Kalksilikatgesteinen, Marmoren und oft auch Amphiboliten, der ganz offensichtlich das stofflich weitgehend unveränderte metamorphe Äquivalent abwechslungsreicher sedimentärer Schichtfolgen ist. Im Grubenbereich herrschen entsprechende Verhältnisse im westlichen Querschlag 12, wiewohl hier bereits lokal Anreicherungen leukokrater Mobilisate zu beobachten sind.
- Komplizierter sind die Verhältnisse in den Bereichen stärkerer anatektischer Gesteinsaufschmelzung, wie sie im Bergwerk insbesondere in den Querschlägen 20, 16 und auch 13S2 (vgl. Abb.4) zu beobachten sind. Die hier häufig anzutreffenden hellen Mobilisate unterstreichen die Möglichkeit des Auftretens von Restiten.

Zur Klärung der Natur der Graphitgneise in diesen Vorkommen wurden die Diagramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, $\text{Rb}/\text{K}_2\text{O}$, Sr/Rb und Ni/Cr angefertigt (Abb.10). Neben den Lagepunkten der Graphitgneisproben wurden in die Diagramme die Mittelwerte für Paragneise, Restite und Mobilisate von Migmatiten aus dem Schwarzwald eingezeichnet (MEHNERT 1968, SCHNEIDER & BUSCH 1980), sowie das Feld der Kinzigite, die ursprünglich als mögliche Restite

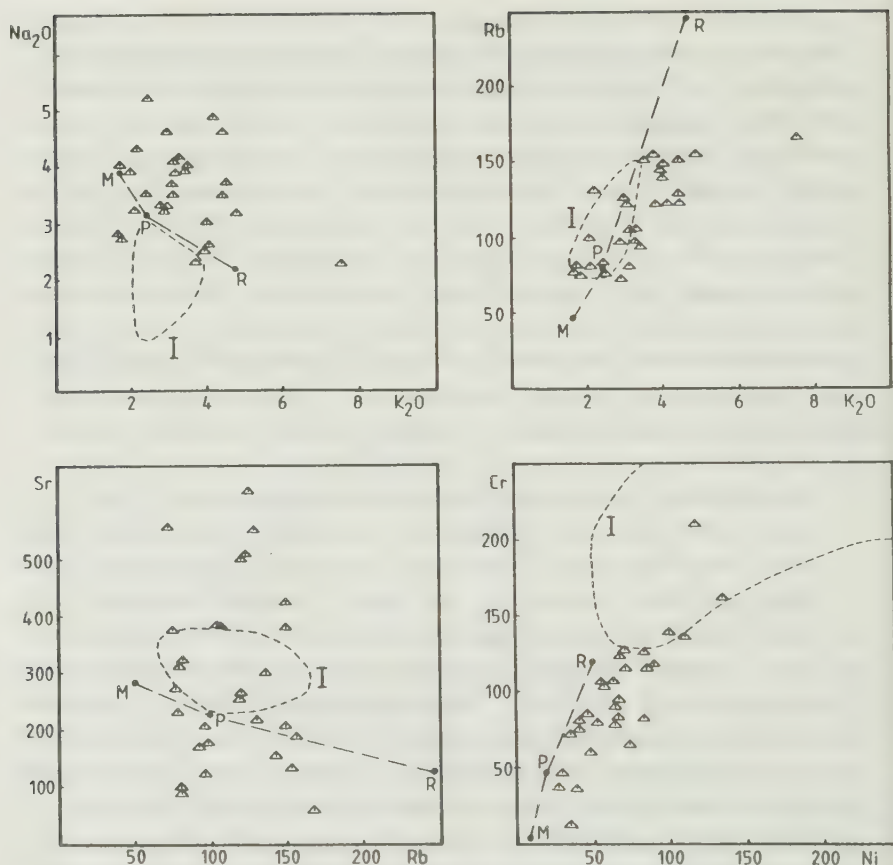


Abb.10: Korrelationsdiagramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, $\text{Rb}/\text{K}_2\text{O}$, Sr/Rb und Cr/Ni (Spurenelemente in ppm, sonst Gew-%). I-Feld der Kinzigite aus dem Schwarzwald, daneben sind die Mittelwerte von Paragneis (P), Mobilisaten (M) und Restiten (R) des Schwarzwaldes eingezeichnet (nach BUSCH et al. 1980). Die Graphitgneise zeigen keine Anzeichen einer restitischen Zusammensetzung.

betrachtet wurden, nach neueren Untersuchungen (BUSCH et al. 1980) aber als weitgehend unveränderte metamorphe Äquivalente pelitisch-psammitischer Sedimente interpretiert werden.

Der Vergleich der Graphitgneise des Passauer Waldes mit Kinzigiten des Schwarzwaldes und anderer Lokalitäten ist auch wegen ihrer mineralogischen Ähnlichkeit – die typische Para-

genese der Kinzigite ist Qz-Bio-Plag-Gt-Cord-Sil-Graphit $\pm$ Hercynit - von Interesse. Ähnliche Paragenesen sind auch im Passauer Wald verbreitet, wiewohl hier oft Kalifeldspat hinzutritt. Am Originalfundpunkt tritt der Kinzigit zusammen mit geringmächtigen Amphibolit- und Kalksilikatfelslagen auf, wodurch sich der Eindruck aufdrängt, daß die Kinzigite Bestandteile geringmächtiger Bunter Gruppen des Schwarzwaldes darstellen.

Der Aussagewert der Diagramme beruht auf folgenden geochemischen Zusammenhängen und daraus resultierenden Überlegungen:

- K_2O sollte in den Restiten angereichert werden, da hier bevorzugt Biotite verbleiben.
- Rubidium vertritt Kalium in K-haltigen Mineralen, insbesondere in Biotiten (LANGE et al. 1966), sollte daher ebenfalls in den Restiten angereichert werden.
- Ni und Cr sind ausschließlich an mafische Minerale und Erzminerale gebunden, müßten daher ebenfalls in den Restiten überdurchschnittlich konzentriert werden.
- Na_2O sollte als wesentlicher Bestandteil der Plagioklase mobilisiert werden und damit in den Restiten verarmen.
- Strontium steht chemisch in enger Beziehung zu Calcium und wird bevorzugt in Plagioklase eingebaut. Sr sollte somit wie Na_2O in den Restiten verarmen.

Betrachtet man die entsprechenden Diagramme, so fällt auf, daß die Graphitgneise im allgemeinen keine Tendenz zu restitischer Zusammensetzung zeigen. Lediglich dem Diagramm Cr-Ni wären solche Tendenzen zu entnehmen, jedoch können diese Elemente auch, wie eingangs bereits erwähnt und im Abschnitt 5. weiter ausgeführt, primär in sapropelitischen Sedimenten angereichert werden.

Vergleicht man die Zusammensetzung der Graphitgneise mit der der Kinzigite, so zeigen sich insbesondere bei Na_2O und Sr erhebliche Unterschiede. Generell sind die Na_2O -Gehalte der Proben aus der Kropfmühl-Serie höher, die Strontium-Werte dagegen streuen stark und zeigen keine Beziehung zu Rubidium.



Abb.11: $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}+\text{MnO}/\text{MgO}$ - Diagramm. $\text{FeO}=\text{Fe tot}$. I=Feld der Kinzigite nach BUSCH et al 1980. II=Durchschnittszusammensetzung von Tonschiefer (WEDEPOHL 1971). Das Diagramm verdeutlicht die enge chemische Verwandtschaft der Kinzigite aus dem Schwarzwald und der Graphitgneise im Passauer Wald.

Die erhöhten Na_2O -Werte sind möglicherweise primär durch Beteiligung detritischer saurer Plagioklase am Ausgangssediment verursacht. Zu den stark streuenden Sr-Gehalten ist folgendes anzumerken:

- Feldspatmetablastische Perlgnese mit großen Plagioklas-Porphyroblasten besitzen relativ hohe Sr-Gehalte ($>400\text{ppm}$).
- Niedrige Sr-Konzentrationen zeigen die Graphitgneise aus dem westlichen Querschlag 12, wo größere Plagioklas-Blasten nicht beobachtet werden können, zudem sind die Plagioklase hier immer sehr sauer ($\text{An}_{\pm 20}$).
- Generell ist das Verhalten des Strontiums bei der Metamor-

phose unsicher. Wahrscheinlich ist Sr relativ mobil (SIGHI-NOLFI 1978), jedoch scheinen die Transportweiten, wie bei allen Elementen mit großen Ionenradien, begrenzt zu sein. So kann auch eine gewisse Mobilität dieses Elementes bei der Metamorphose an seiner regellosen Verteilung in den Graphitgneisen schuld sein (zur Geochemie des Strontiums vgl. auch 3.12.8).

K₂O-Reichtum der Proben belegt, wie die Dünnschliffbearbeitung lehrt, nicht einen restitischen Charakter der Gesteine, sondern ist fast immer Folge der Sprossung von Kalifeldspäten.

Betrachtet man zusätzlich die Elementbeziehungen einiger im Regelfall geochemisch immobiler Elemente (Abb.11), so zeigt sich deutlich die Verwandtschaft der Proben mit dem Durchschnittschemismus von z.T. psammitisch beeinflussten Tonschiefern, die, nachdem die Restit-Natur der Gesteine wohl ausgeschlossen werden kann, als Ausgangsmaterial der Graphitgneise angesehen werden müssen. Hier zeigt sich auch eine enge Verwandtschaft mit den Kinzigiten, die offenbar aus einem sehr ähnlichen Ausgangsmaterial - pelitisch-psammitischen euxinischen Sedimenten - hervorgegangen sind.

In Abschnitt 5. wird noch eingehender auf den Chemismus ausgewählter Spurenelemente in diesen Gesteinen eingegangen und ihre Bildungsgeschichte diskutiert.

3.4 Metatektische Biotit-Plagioklas-Bändergneise

Gesteine dieses Typs treten in den untersuchten Grubenprofilen eher untergeordnet auf, in der weiteren Umgebung der Lagerstätte sind sie jedoch verbreitet und wurden einst als typische Beispiele für sog. "injizierte Schiefer" (vgl.z.B. DORN 1935) betrachtet.

Chemisch ähneln sie den Diatexiten, die im nächsten Abschnitt (3.5) vorgestellt werden. Mit diesen zusammen werden die Biotit-Plagioklas-Bändergneise dann auch in einem gesonderten Geochemie-Abschnitt (3.6) besprochen.

Im Anstehenden und im Handstück zeichnen sich diese

Gneise durch ein rhythmisches Abwechseln heller Leukosom- und dunkler Mesosom-Lagen aus und zeigen somit das typische Gepräge stromatitischer Migmatite.

Es wird hier für die dunklen Lagen der rein deskriptive Begriff "Mesosom" nach JOHANNES & GUPTA (1982) dem mit genetischen Vorstellungen belasteten Begriff "Paläosom" sensu MEHNERT (1968) vorgezogen, wiewohl hier nicht weiter darauf eingegangen werden soll, ob die Bänderung bereits durch primäre stoffliche Unterschiede im Ausgangsmaterial vorgezeichnet ist (JOHANNES & GUPTA 1982, JOHANNES 1983), oder ob die Leukosome und Melanosome als Bestandteile des Neosoms neugebildete Gesteinsanteile des Migmatites darstellen, während das Paläosom unverändertes Ausgangsgestein desselben ist (MEHNERT 1968).

Die Leukosome besitzen in aller Regel Mächtigkeiten im mm-Bereich. Zum Teil sind sie zum Mesosom hin gerade begrenzt, andernorts ist die Begrenzung durch regelmäßiges An- und Abswellen der Leukosome (pinch and swell structures) eher unregelmäßig wellig. Die Mächtigkeiten der Mesosome bewegen sich im mm- und cm-Bereich. Ein durch besonders großen Mafitreichtum charakterisierter dunkler Melanosom-Saum an der Grenze zwischen Leukosomen und Mesosomen ist nur selten deutlich entwickelt.

U.d.M. ist die megaskopisch so eindrucksvolle Bänderung wesentlich weniger ausgeprägt. Auch in den Leukosomen finden sich mafische Mineralkomponenten, während in den Mesosomen Quarz und Feldspäte durchaus reichlich vorhanden sein können. Von den im vorhergehenden Abschnitt behandelten metatektischen Graphit-Gneisen unterscheiden sich die Bändergneise zum einen durch das weitgehende Zurücktreten von Graphit sowie durch das generelle Fehlen von Sillimanit, Granat und Hercynit. Mineralogisch ähneln sie vielmehr den Diatexiten, die im Anschluß behandelt werden.

Plagioklas (An₂₀₋₃₀) bildet im Mesosom eher kleine subidiomorphe bis idiomorphe Individuen, im Leukosom dagegen auch größere z.T. idiomorphe Blasten. Der Anorthitgehalt der Plagioklase des Leukosoms und Mesosoms unterscheidet sich nicht oder nur unwesentlich. Die Plagioklase zeigen mitunter

antiperthitische Entmischungen oder tropfenförmige Quarz-Einschlüsse. Kalifeldspat tritt gegenüber Plagioklas stark zurück und ist überwiegend auf die hellen Teilgefüge beschränkt, wo er mitunter große Blasten bildet. Quarz zeigt oft stark undulöse Auslöschung und Felderteilung. In den Leukosomen bildet er teilweise langgestreckte, schieferungsparallel orientierte linsige Aggregate. Biotit ist in den Mesosomen konzentriert. Die langgestreckten Bretter und Leisten sind meist parallel eingeregelt, daneben erscheinen vereinzelt unregelmäßige, stark korrodierte, lappige Körner. Vereinzelt in Leukosomen auftretende Biotite zeigen eher unregelmäßige Kornformen und keine Einregelung. Hornblende scheint ausschließlich durch die in Abschnitt 3.3.1 beschriebene Reaktion aus Biotit, Plagioklas und Quarz zu entstehen. Die farblosen bis schwach grünlich pleochroitischen, schilfigen Aggregate von aktinolithischen Hornblenden sind immer von einem feinen Biotit-Plagioklas-Erz-Granulat umgeben. Wie der Biotit, so tritt auch die Hornblende bevorzugt in den Mesosomen auf.

Als Akzessorien sind in den Bändergneisen Titanit, Apatit, Zirkon und Opakminerale zu beobachten.

Titanit bildet oft ein zartes Granulat randlich und in Spaltrissen von Biotiten. Apatit erscheint meist in den dunklen Teilgefügen, seltener treten einzelne Körner auch in den Leukosomen auf. Zirkon zeigt runde und ovale Kornformen und findet sich bevorzugt eingeschlossen in Biotite, wo er kräftige pleochroitische Höfe erzeugt. Graphit kann an der Basis von Biotiten angelagert sein. Vereinzelte Graphitleisten sind auch regellos in die Leukosome eingestreut.

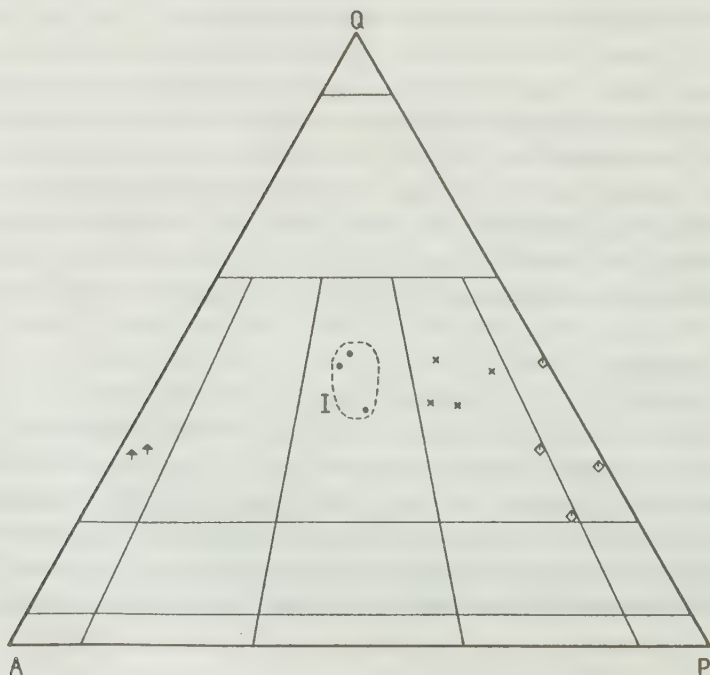
3.5 Diatexite

Als Diatexite werden hier Gesteine bezeichnet, bei denen durch fortschreitende Anatexis die Unterschiede zwischen Mesosomen, Melanosomen und Leukosomen zunehmend verschwimmen und sich gleichkörnig-blastische, homophane Gefüge entwickeln (SCHNEIDER & BUSCH 1980). Diese Gesteine zeigen dann einen "plutonischen" Habitus. Aufgrund des Mineralbestandes

(Abb.12) und des Chemismus' (Abb.13) können eher tonalitische von granodioritischen Diatexiten unterschieden werden. Im Westfeld der Lagerstätte treten Diatexite im Kern der großen südvergente Antiklinale, die die beherrschende tektonische Struktur in diesem Teil der Lagerstätte ist, in größerer Verbreitung auf (vgl. Abb.8). Daß die Diatexite hier möglicherweise eine in-situ-Bildung sind, und nicht etwa intrusiver Natur, wird durch folgende Beobachtungen angedeutet:

- Die Diatexite zeigen nirgendwo diskordante, intrusive Kontakte zu ihren Nebengesteinen.
- Es können mannigfaltige Formen des kontinuierlichen Überganges von gebänderten, metatektischen Gneisen zu homophanen Diatexiten beobachtet werden.

Abb.12: QAP-Diagramm, Felderteilung nach STRECKEISEN (1976a). Die Diatexite fallen z.T. in das Feld der Tonalite, z.T. in das Feld der Granodiorite. Im Feld der Alkaligranite zwei Proben von Aploiden. I-Feld der feinkörnigen Biotit-Muskovit-Granite (vgl. 4.).



- Oft sind in den Gesteinen noch Relikte des prädiatektischen Stadiums zu erkennen, z.B. einzelne dunkle Melanosom-Zeilen.

Es kann hier vorweggenommen werden, daß gerade auch die Dünnschliffbetrachtung den anatektischen Charakter dieser Gesteine deutlich macht:

- Die Anorthitgehalte der Plagioklase unterscheiden sich nicht von denen benachbarter Paragneise.
- Die Plagioklase zeigen keinen Zonarbau, wie er bei einem Wachstum in einer Schmelze und somit in intrusiven Tonaliten und Granodioriten, zu erwarten wäre.
- Der Mineralbestand der Diatexite entspricht dem der Biotit-Plagioklas-Bändergneise. Graphit kann fein dispers verteilt auch in den Diatexiten vorkommen.
- Die Zirkone der Diatexite zeigen ähnliche runde und rund-ovale Umrisse wie in den Gneisen, also "typisch metamorphe" Kornformen.

Grundsätzlich sind bei der Diskussion der Genese derartiger anatektischer Gesteine die PT-Bedingungen im Bildungsraum von Interesse, insbesondere auch für die Beantwortung der Frage, ob sie als in-situ-Bildung betrachtet werden können, oder etwa aus tieferen Krustenstockwerken abgeleitet werden müssen.

Eine "echte" tonalitische Schmelze verlangt Temperaturen $>1100^{\circ}\text{C}$, für granodioritische Schmelzen sind Temperaturen $>900^{\circ}\text{C}$ (beide Angaben gelten für 5kb pH_2O) erforderlich (WHYLLIE 1977, 1983). Für derart hohe Temperaturen, die insbesondere erforderlich sind, um auch resistente Minerale wie Biotit, Amphibol und An-reichen Plagioklas aufzuschmelzen, gibt es in den bearbeiteten Aufschlüssen keine Hinweise (vgl. 3.3.2 und 3.12.6), wobei in diesem Zusammenhang zu beachten ist, daß "echte" Tonalite in aller Regel wesentlich mehr mafische Minerale enthalten als die hier diskutierten tonalitischen Diatexite, die ihrer Farbzahl nach ($\approx 9,1-15,6$, vgl. Tab.5) als leukokrat, zum Teil sogar hololeukokrat bezeichnet werden können. Der Begriff 'Tonalit' steht hier im wesentlichen für die Mineralvergesellschaftung $\text{Plag} + \text{Qz} + \text{Bio} + \text{Hbl}$. Die mikroskopische Untersuchung gibt keine Hinweise darauf, daß

die mafischen Minerale aus einer Schmelze auskristallisiert sind. Eher sind die in ehemals dunklen Teilgefügen (die reliktsch oft noch zu registrieren sind) konzentrierten Biotite in leukokraten Schmelzanteilen in Suspension vorgelegen, daneben ist häufig die Reaktion Biotit-Hornblende zu beobachten, die ihrerseits zum einen die Auflösung zeiliger Biotit-Aggregate fördert, andererseits durch die bei dieser Umsetzung entstehende Kalifeldspat-Komponente sicher zur Bildung leukokrater Schmelzanteile maßgeblich beiträgt. Nach HOSCHEK (1976) liegen die Temperaturen für diese Reaktion je nach An-Komponente der Plagioklase des Ausgangsmaterials bei 650-750°C. Nach JOHANNES (1983a) setzt der Schmelzbeginn im tonalitischen System Qz-Ab-An-H₂O (pH₂O=5kb) bei 685-750°C ein (bei einer großen Spanne der Plagioklas-Zusammensetzung von An=0-80). Tritt Kalifeldspat dazu (granitisches System), so bildet sich bei noch geringeren Temperaturen eine Erstschnmelze (vgl. 3.9).

Generell kann aufgrund der durch die stabilen Mineralphasen und Paragenesen in Metapeliten (3.3.2) und Kalksilikatgesteinen (3.12.6) abgeschätzten Metamorphosetemperaturen (>650°C) angenommen werden, daß sich bei H₂O-Sättigung in dem Ausgangsmaterial der Diatexite anatektische Schmelzanteile bilden konnten. Möglicherweise gefördert durch Blastese und Durchbewegung erfolgte eine weitgehende Auflösung und Entregelung ehemals parallel orientierter, in dunklen Mesosom-anteilen konzentrierter Biotite, soweit diese nicht durch Reaktion mit Plagioklas und Quarz zu Amphibolen umgesetzt wurden. Das Material verblieb offenbar am Ort seiner Entstehung, gegen eine in-situ-Bildung der Diatexite gibt es keine zwingenden Argumente.

Ähnliche anatektische Granodioritisations- und Dioritisationsprozesse beschreiben KLEMM & WEBER-DIEFENBACH (1971), WEBER-DIEFENBACH (1974) und KLEMM & MATHEIS (1978) aus dem Odenwald sowie BUSCH (1970) und SCHNEIDER & BUSCH (1980) aus dem Schwarzwald. LIST (1969) beschreibt vergleichbare Gesteine als "Paragranodiorite" aus der Umgebung von Deggendorf, die dort allerdings keine Hornblende führen.

U.d.M. zeigen die Diatexite granoblastische Gefüge. Plagioklas ist das häufigste felsische Mineral der Gesteine (Tab.4). Der Anorthitgehalt schwankt zwischen ca. 30%An in den tonalitischen und 25±5%An in den granodioritischen Varietäten. Die Plagioklase neigen zur Ausbildung idiomorpher Kornformen und können beträchtliche Größen bis 5mm Durchmesser erreichen. Die Verzwillingung erfolgt in aller Regel nach dem Albit-Gesetz, andere Zwillingsbildungen treten nur sehr untergeordnet auf. Die Zwillingslamellen zeigen oft Verbiegungen, generell ist Kataklaste und mitunter auch Subkornbildung verbreitet. Als Einschlüsse erscheinen in den Plagioklasen kleine Biotit-Schuppen, runde Quarz-Tropfen, Apatit, Zirkon und selten auch Graphit. Gelegentlich entwickeln sich in den Plagioklasen eckige Antiperthite, die immer die typische Mikroklingitterung aufweisen. An Kornkontakten mit Kalifeldspäten bilden sich Myrmekit-Säume. Tektonische Beanspruchung der Gesteine kann zu starker Serizitisierung der

	425	428	430	431	419	422	423	424
Plag	45,1	50,5	63,2	60,6	36,0	39,7	31,7	41,4
Kfsp	0,2	8,4	0,8	7,9	17,5	6,8	12,9	14,6
Qz	38,8	28,5	26,7	17,8	34,4	37,1	38,5	35,5
Bio	12,5	7,9	3,5	7,4	9,8	12,4	14,8	6,1
Hbl	2,0	3,5	5,2	4,6	1,8	2,9	0,8	0,2
Erz	1,1	0,9	0,4	1,2	0,3	0,5	1,2	1,0
Akz	0,3	0,3	0,2	0,5	0,2	0,6	0,1	1,2

Tab.5: Modalanalysen von Diatexiten. Links tonalitische, rechts granodioritische Varietäten. Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Monazit und Calcit.

Plagioklase Anlaß geben. Kalifeldspat tritt in den tonalitischen Varietäten stark zurück, während er in den Paragranodioriten bis zu 17 Vol-% einnehmen kann. Er erscheint z.T. als mikroperthitischer Orthoklas, häufiger jedoch als Mikroklin. Kalifeldspäte können große Blasten ausbilden (>1mm) und dabei alle anderen Minerale, insbesondere Quarz und Biotit umgreifen und einschließen. Quarz füllt als jüngstes Rekristallisat die Intergranularräume zwischen den anderen Komponenten. In eher blastomylonitischen Varietäten erscheint er als Bestandteil eines feinkörnigen Quarz-Feld-

spat-Mörtels zwischen den Feldspat-Blasten. Die Quarze können sich zu Aggregaten zusammenschließen und dann größerflächige Pflaster bilden. Biotit mit einem Pleochroismus von zart-ockerbraun nach rehbraun tritt in Gestalt grober Scheiter oder lappiger, zerfetzter Individuen auf. Die Biotite können verbogen oder geknickt sein. Auch kink-bands kommen vor. Bei stärkerer tektonischer Beanspruchung werden die Biotite chloritisiert, wobei das freiwerdende Titan Anlaß zur Bildung von Titanit gibt. Zirkon-Einschlüsse erzeugen in den Mineralen kräftige pleochroitische Höfe. Meist liegen die Biotite völlig regellos in der Quarz-Feldspat-Matrix, oft können aber auch noch Gruppen subparallel eingeregelter Biotite im Schliff erkannt werden, die Relikte prädiatektischer Gefüge darstellen. Farblose, bis schwach hellgrün pleochroitische, aktinolithische Hornblende bildet faserig-schilfrige Aggregate und zeigt die bekannten Reaktionsgefüge mit Biotit. Offenbar aus den Biotiten übernommene Zirkone erzeugen auch in den Hornblenden pleochroitische Höfe.

Akzessorisch enthalten die Diatexite Erz, darunter oft auch einzelne Graphit-Leisten oder -Schuppen, daneben Zirkon, Monazit, Apatit und Titanit. Durch Katakklase entstandene offene Fugen und Risse sind mit Calcit, Chlorit, Klinzoisit und/oder Erz verheilt.

Die Zirkone zeigen meist runde oder eiförmig-ovale Umrisse. Sehr selten sind subidiomorphe Zirkon-Säulen, die Längen-Breiten-Verhältnisse von 3:1 bis 4:1 aufweisen. Apatit zeigt xenomorphe bis subidiomorphe Kornformen. Bisweilen klumpen sich mehrere Apatit-Körner zu einem unregelmäßigen Haufwerk zusammen.

3.6 Geochemie tonalitischer und granodioritischer Metamorphite

Von den in 3.3 besprochenen Graphitgneisen unterscheiden sich die Vertreter dieser Gruppe durch höhere SiO_2 -Gehalte (i.d.R. >65%), denen eine Verringerung der Fe_2O_3 - (meist <5%) und Al_2O_3 -Konzentrationen (in der Regel <14%, lediglich die tonalitischen Diatexite können Al_2O_3 -Gehalte bis >18% errei-

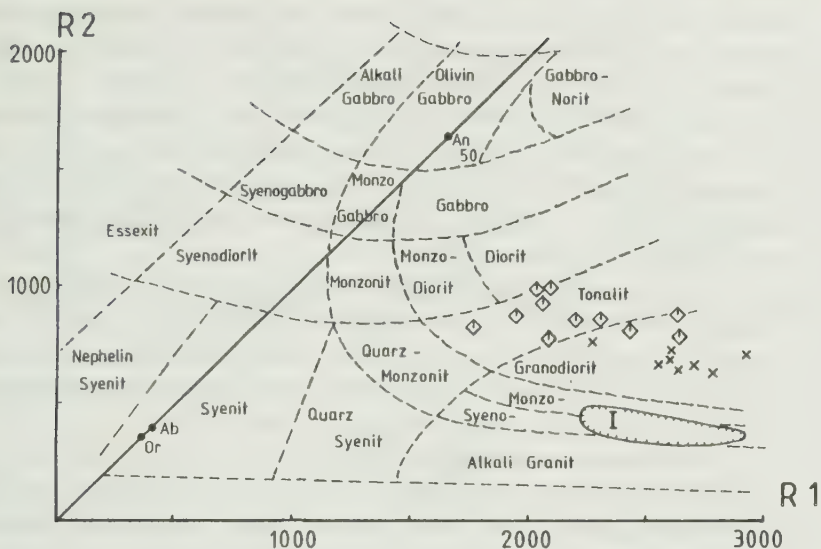


Abb.13: R1-R2 Diagramm nach DE LA ROCHE et al. (1980). Die Diatexite liegen in den Feldern der Granodiorite und Tonalite. I=Feld der feinkörnigen Biotit-Muskovit-Granite (vgl. 4.).
 $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$
 $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$

chen) gegenübersteht.

Generell erhebt sich bei derartigen Gesteinen die Frage (vgl. auch 3.5), ob ihre Edukte paragener oder orthogener Natur sind, ähneln sie doch im Haupt- und Nebenelementchemismus evident magmatischen Gesteinen tonalitischer oder granodioritischer Zusammensetzung.

Oft weist bereits der geologische Verband, innerhalb dessen die Gesteine auftreten, deutlich auf die eine oder andere Herkunft. So mögen große, uniform entwickelte Gneiskörper mit geringer chemischer Variationsbreite auf eine orthogene Herkunft hinweisen, während geringermächtige Einschaltungen in metasedimentärer Umgebung einen paragenen Ursprung nahelegen.

Verkompliziert wird die Beurteilung bei starker Homo-

genisierung der Gesteine, wie es im Falle der Diatexite gegeben ist, wo dann auch der mögliche ehemalige sedimentäre Rahmen aufgelöst sein kann und oft nur noch in Gestalt isolierter Schollen in diatektischer Umgebung vertreten ist.

Im Vorhergehenden wurden bereits die petrographischen Argumente gesammelt, die im vorliegenden Fall gegen eine "echte" magmatogene Abkunft der Tonalite und der Granodiorite spricht (z.B. fließende Übergänge zu den Nebengesteinen, Ausbildung der Zirkone usw.).

Um die Entstehung dieser Gesteine durch Anatexis von Paragesteinen weiter zu untermauern, sollen hier einige Diagramme (Abb.14) diskutiert werden, die dazu geeignet sind, den Ursprung solcher saurer und intermediärer Metamorphite aufzuhellen (vgl. VAN DE KAMP et al. 1976):

- Im Diagramm Zr/si (Niggli-si) wäre bei einer orthogenen Abkunft dieser Metamorphite von einem kalkalkalischen Magma ein positiver Trend zu erwarten, da die Zr-Gehalte mit zunehmender Differentiation kontinuierlich ansteigen und erst bei extrem sauren Gliedern wieder abfallen. In entsprechend zusammengesetzten Sedimenten dagegen ist eine sehr unregelmäßige Zr-Verteilung zu erwarten, da dieses Element zum einen in Zirkonen der detritischen Sediment-Fraktion zu gegenwärtigen ist, wodurch sogar seifenartige Anreicherungen zustandekommen können, zum anderen vermag Zirkonium Aluminium in Phyllosilikaten zu substituieren und tritt somit in die Tonfraktion von Sedimenten ein. Betrachtet man die Lagepunkte der Proben in dem Diagramm (es sind hier zu Vergleichszwecken auch die Metapelite und Quarzitegneise (vgl. 3.10) eingetragen), so fällt deren regellose Verteilung auf, wie sie bei einer paragenen Abkunft zu erwarten ist.
- In dem Diagramm (Niggli-)si/mg ist für Sandsteine eine positive Korrelation zu erwarten, da sich in SiO₂-reichen klastischen Sedimenten oft mafitreiche Residuen anreichern. Im Gegensatz dazu sind mg und si in magmatischen Gesteinen streng negativ korreliert.

Die Lagepunkte der Bändergneise und Diatexite in den Diagrammen streuen $\pm$ regellos. Eine magmatische Tendenz ist

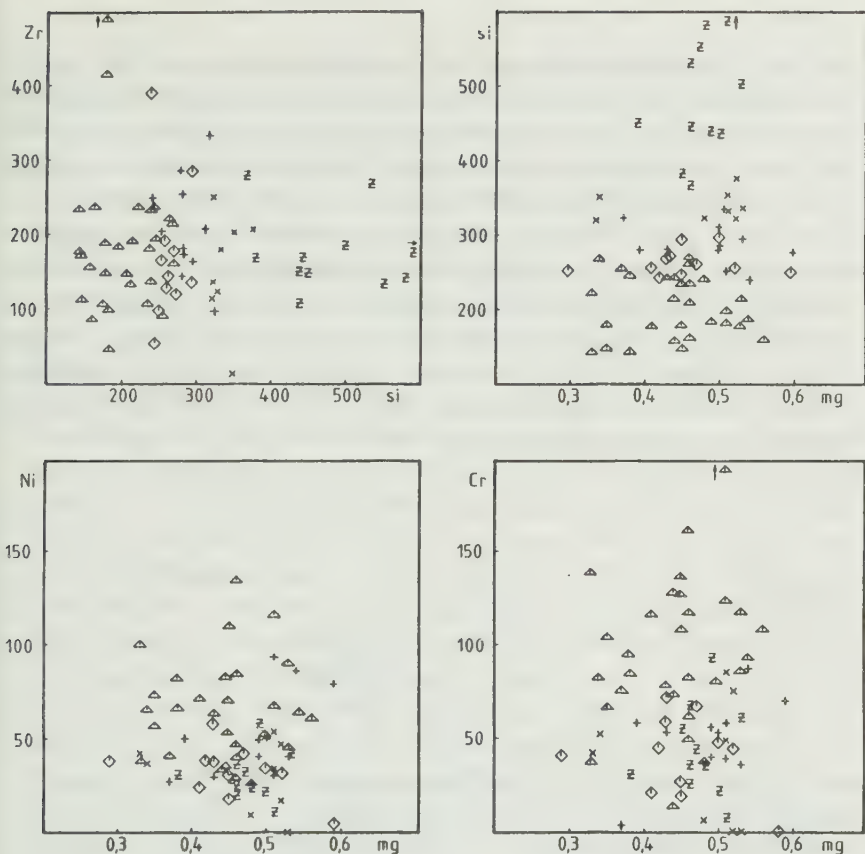


Abb.14: Diagramme Zr/si, si/mg, Ni/mg und Cr/mg (Niggli-si,mg) nach VAN DE KAMP et al. (1976). Zr, Ni und Cr in ppm. Die Diagramme verdeutlichen die paragne Abkunft der Diatexite. Zum Vergleich sind auch die Metapelite und Quarzitgneise eingezeichnet.

grundsätzlich nicht zu erkennen. Einen klar positiven Trend zeigen die Quarzitgneise (vgl.3.10), was ein deutlicher Hinweis auf deren Abkunft von SiO_2 -reichen klastischen Sedimenten ist.

- Das Verhalten von Ni und Cr bei der Differentiation ist bekannt. Mit hohen Werten von (Niggli-)mg sollten Ni und Cr hohe Werte annehmen und umgekehrt. In den Diagrammen ist trotz großer Bandbreite von mg kein positiver Trend für

diese Elemente zu erkennen. Schwache Tendenzen in dieser Richtung, insbesondere bei den Cr-Werten der Metapelite, sind eher durch primäre Anreicherungen dieses Elementes in den Ausgangssedimenten und mineralogisch durch dessen Affinität zu Fe/Mg-Mineralen, z.B. Biotit, bedingt.

Mit Hilfe dieser Diagramme läßt sich somit nachweisen, daß die Edukte der tonalitischen und granodioritischen Metamorphite grauackennähnliche psammitische Klastika mit pelitischen Anteilen waren, wie es der geologische Rahmen, innerhalb dessen sie auftreten sowie die Lage der Proben im $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2+\text{CaO}$ -Diagramm (Abb.9) und im R1-R2 Diagramm (Abb.15) ebenfalls nahelegen.

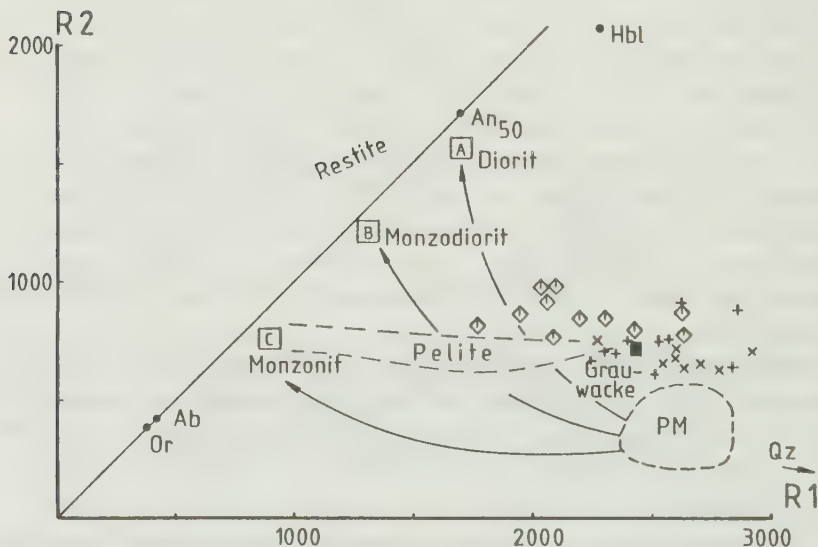


Abb.15: R1-R2 Diagramm nach DE LA ROCHE et al. (1980). Eingezeichnet sind sedimentäre Quellen und Schmelzvektoren nach BATCHELOR & BOWDEN (1985). PM-Zone der anatektischen Schmelzen. Die Diatexite zeigen Affinitäten zu Grauwacken und pelitischen Grauwacken. Einzelne höhere R2-Werte sind durch höhere Ca-Gehalte verursacht und deuten auf eine mögliche Beteiligung von Karbonatmineralen am sedimentären Edukt dieser Gesteine.

$$R1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$$

Zu den stromatitischen Migmatiten muß angemerkt werden, daß hier ein Pauschalchemismus analysiert wurde, der in jeder Probe jeweils mehrere helle Leukosom- und dunkle Mesosom-Lagen einschließt. Überträgt man die Vorstellungen von JOHANNES 1983 (vgl. auch GUPTA & JOHANNES 1982, JOHANNES & GUPTA 1982) auf diese Gesteine, so wären sie von einem zusammengesetzten Sediment herzuleiten, das durch rhythmische Ablagerung quarzreicherer und quarzärmerer Klastika entstanden ist, die zusammengekommen einen granodioritischen Pauschalchemismus besitzen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird auf diese Problematik nicht weiter eingegangen. Die Anschauung in den Aufschlüssen, wo nicht selten auf kleinem Raum die Entwicklung von der Metablastesis über die Metatexis bis hin zur Diatexis beobachtet werden kann, weist jedoch deutlich darauf hin, daß hier Leukosome durch in-situ-Bildung von Partialschmelzen entstanden sind, was freilich nicht ausschließt, daß stromatitische Migmatite ihre Entstehung im Einzelfall auch ursprünglichen rhythmischen Inhomogenitäten der sedimentären Edukte verdanken können.

Unterstellt man einen weitgehend isochemen Metamorphoseverlauf - in 3.9 wird darauf noch weiter eingegangen - so lassen sich aufgrund des Chemismus' der tonalitischen und granodioritischen Metamorphite folgende Rückschlüsse ziehen, nachdem ihre paragene Abkunft von grauackeähnlichen Sedimenten nachgewiesen ist:

- Auf den Festländern, die als Liefergebiete der Klastika dienten, wurden überwiegend saure, kalkalkalische Magmatite erodiert. Dies zeigt sich auch deutlich durch die Lage der Probenpunkte im AFM-Diagramm (Abb.16), wo sie einen kontinuierlichen kalkalkalischen Trend nachzeichnen. Vergleichbare Trends können bei vielen klastischen Sedimentgesteinen und aus solchen hervorgegangenen Paragneisen beobachtet werden (ROBINSON & LEAKE 1975).
- Die erhöhten Na-Gehalte mögen auf ein relativ starkes Relief und eine vergleichsweise wenig intensive chemische Verwitterung in diesen Liefergebieten hindeuten, da andernfalls die Plagioklase als wesentliche Na-Träger der Zersetzung anheim gefallen sein müßten (MANN & CAVAROC 1973),

wodurch Natrium im Sediment verarmt. Auch rasche Sedimentation fördert den Verbleib des Natriums im Sediment, da dadurch die Möglichkeit eines Austausches von Na durch K in Tonmineralen stark eingeschränkt wird (HIRST 1962).

In jüngerer Zeit werden verstärkt Versuche unternommen, klassische Sedimente mit Hilfe ihres Chemismus' bestimmten geotektonischen Positionen zuzuordnen (BHATIA 1983, VAN DE KAMP & LEAKE 1985, BHATIA & CROOK 1986). Vergleicht man die Zusammensetzung der Metagrauwacken mit den nach BHATIA (1983) für

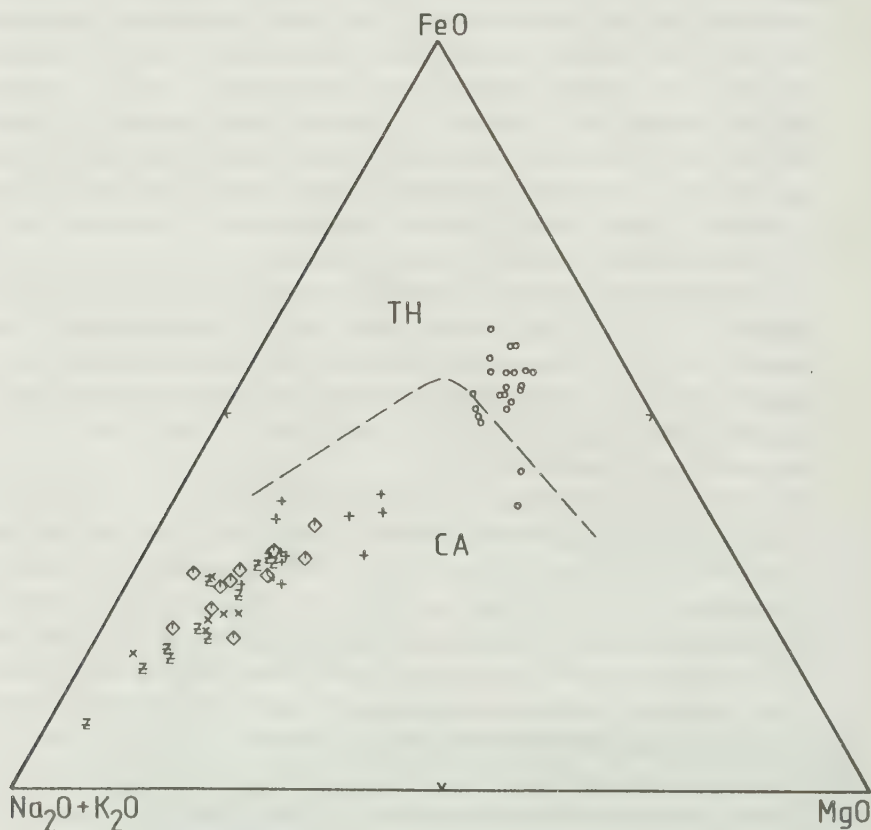


Abb.16: AFM-Diagramm. FeO-Fe tot. Biotit-Plagioklas-Gneise, Diatexite und Quarzitzgneise zeichnen einen kalkalkalischen Trend (CA) nach. Im Feld der Tholeiite (TH) liegen die meisten Proben der Metabasite.

die unterschiedlichen Environments charakteristischen klastischen Sedimenten (Tab.6), so zeigt sich erwartungsgemäß, daß die sedimentären Edukte der tonalitischen und granodioritischen Metamorphite von klastischen Schüttungen aus Liefergebieten mit mächtiger kontinentaler Kruste abzuleiten sind. Nicht zu entscheiden ist im vorliegenden Fall, ob es sich dabei um einen aktiven oder einen passiven Kontinentalrand gehandelt hat.

Als Transportmedien vergleichbarer klastischer Sedimente kommen nach aktualistischer Anschauung im wesentlichen Flüsse (eingeschlossen die an diese oft angeschlossenen Delta-Bereiche) und Trübestrome in Frage, wobei es bei den gegebenen Aufschlußverhältnissen in den anatektisch überprägten Abfolgen der Kropfmühl Serie schwierig ist, eine definitive Entscheidung zu treffen.

Evident ist die Ähnlichkeit der tonalitischen und granodioritischen Diatexite sowohl mineralogisch als auch geochemisch mit entsprechenden Gesteinen in anderen Teilen des

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	58,83	70,69	73,86	81,95	65,76	70,62	67,80	67,39
TiO ₂	1,06	0,64	0,46	0,49	0,42	0,29	0,37	0,51
Al ₂ O ₃	17,11	14,04	12,89	8,41	16,27	14,35	15,46	13,31
Fe ₂ O ₃	1,95	1,43	1,30	1,32	3,48	2,34	3,04	4,72
FeO	5,52	3,05	1,58	1,76	—	—	—	—
MnO	0,15	0,10	0,10	0,05	0,03	0,03	0,03	0,09
MgO	3,65	1,97	1,23	1,39	1,50	1,15	1,35	2,44
CaO	5,83	2,68	2,48	1,89	4,45	3,18	3,92	3,31
Na ₂ O	4,10	3,12	2,77	1,07	4,10	3,51	3,85	3,35
K ₂ O	1,60	1,89	2,90	1,71	2,66	3,22	2,90	2,72
P ₂ O ₅	0,26	0,16	0,09	0,12	0,15	0,09	0,12	0,16

Tab.6: Durchschnittszusammensetzung von Sandsteinen unterschiedlicher tektonischer Positionen nach BHATIA (1983). In den rechten vier Spalten ist der Durchschnittschemismus der metatektischen Biotit-Plagioklas-Bändergneise, der Diatexite insgesamt sowie der tonalitischen und granodioritischen Varietäten dargestellt (hier Fe₂O₃ - Fe tot.). I-Oceanic Island Arc, II-Continental Island Arc, III-Active Continental Margin, IV-Passive Margin, V-Diatexit (tonalitisch), VI-Diatexit (granodioritisch), VII-Durchschnitt aller Diatexite, VIII-metatektischer Biotit-Plagioklas-Bändergneis.

Bayerischen Waldes (LIST 1969, TROLL & WINTER 1969, STEINER 1972) sowie des Schwarzwaldes, was für eine gewisse Konstanz der Sedimentationsmechanismen in einem offenbar weiträumigen moldanubischen Ablagerungsraum sowie nicht zuletzt für das ähnliche Metamorphosegeschehen in diesen unterschiedlichen Gebieten spricht.

3.7 Aploide, Pegmatoide

Verbreitet, jedoch in den Einzelvorkommen nur in geringer Mächtigkeit und Ausdehnung (Meter- bis max. Zehnermeter-Bereich), erscheinen in den anatektischen, stark migmatisierten Abfolgen leukokrate Gesteine alkaligranitischer Zusammensetzung (Abb.12). Bezüglich des Mineralbestandes und der Gefüge unterscheiden sie sich kaum von den in den vorhergehenden Abschnitten bereits des öfteren beschriebenen Leukosomanteilen metatektischer Gneise und stromatitischer Migmatite. Es darf hier vorweggenommen werden, daß es sich bei den Aploiden und Pegmatoiden um metatektische Mobilisate handelt, die offenbar lokal zu größeren mobilen Schmelzanteilen akkumulieren konnten und dann auch in der Lage waren, diskordant in ihre Nebengesteine zu intrudieren.

Durch die Erstarrung dieser Teilschmelzen entstanden helle Gesteine, die hier als Aploide und Pegmatoide bezeichnet werden, wobei sich erstere durch equigranulare Strukturen und kleines bis feines Korn, letztere durch porphyroblastische Gefüge und grobes Korn auszeichnen. Gemeinsam ist ihnen die Seltenheit mafischer Mineralphasen und die richtungslose Textur. Selten können isolierte, große (bis >1cm) Biotit-Blätter beobachtet werden, die dann den pegmatitischen Charakter der Gesteine unterstreichen. Die Aploide und Pegmatoide können gebänderte Abfolgen diskordant durchgreifen, häufig erscheinen sie auch als Füllmasse zwischen brekziösen, agmatischen Schollen von gegenüber tektonischem Stress kompetent reagierenden Gesteinen wie Amphiboliten und vor allem Kalksilikatfelsen. Starke Kalifeldspatiation von Pegmatoiden kann zur Bildung eines Gesteins führen, das dem sog. "Syenit-pegmatit", einer etwas merkwürdigen Lithofazies, die von ver-

schiedenen Orten des Passauer Waldes beschrieben worden ist, gleicht (vgl. 3.8). Geringmächtige Aploid-Bänder können pygmatisch verfälscht sein.

Die wesentlichen Unterschiede zu "echten" Apliten und Pegmatiten sind folgende:

- Die Kontakte zu den Nebengesteinen sind nie so scharf diskordant, wie man es bei einer pegmatitischen und aplitischen Ganggefolgschaft von Intrusivkörpern erwarten würde. Selbst bei deutlich diskordanten Pegmatoid-Gängen ist immer eine gewisse "Unschärfe" des Kontaktes zu erkennen, die auch dadurch entsteht, daß Leukosom-Bänder der Gneise ohne scharfe Grenze in die Aploide/Pegmatoide einmünden.
- Häufig ist die Entwicklung der Aploide und Pegmatoide aus den Leukosom-Anteilen metatektischer Gneise und stromatitischer Migmatite heraus direkt zu beobachten.
- Die für Pegmatite typischen granophyrischen Quarz-Feldspat-Verwachsungen fehlen den Pegmatoiden ebenso wie typische Pegmatit-Mineralen, z.B. Li-Glimmer, Turmalin, Topas, Beryll, etc.

U.d.M. offenbaren die Aploide und Pegmatoide granoblastische Gefüge.

Plagioklas tritt gegenüber dem Kalifeldspat oft stark zurück, kann aber mitunter große Individuen (>1mm) ausbilden. Sein Anorthitgehalt gleicht mit $25 \pm 5\%$ dem der Plagioklase in den metatektischen und diatektischen Gneisen. Die Plagioklase sind meist nach dem Albit-Gesetz, seltener zusätzlich nach dem Periklin-Gesetz verzwillingt. Undeutlich entwickelter Zonarbau konnte nur sehr selten in schmalen Aploid/Pegmatoid-Gängchen innerhalb agmatitischer, brekziöser Kalksilikatgesteine beobachtet werden. Plagioklas kann von Kalifeldspat stark angegriffen und mitunter völlig verzehrt werden. An Kornkontakten zwischen diesen beiden Mineralen entwickeln sich meist kräftige Myrmekit-Rinden. Kalifeldspat erscheint selten als Orthoklas mit nur rändlich oder fleckig einsetzender Mikroklin-Gitterung, häufiger als wohlgeordneter Mikroklin mit der typischen Gitterung. Er neigt zur Ausbildung

	509	514	Tab.7: Modalanalysen von Pegmatoiden. Akzessorien sind Apatit, Biotit, Hornblende, Erz und Hellglimmer.
Plag	3,6	5,0	
Kfsp	66,5	63,3	
Qz	29,6	31,0	
Akz	0,3	0,7	

großer (>1cm) Porphyroblasten, die dann alle anderen Minerale poikilitisch umgreifen und einschließen. Von den Rändern der Körner können Myrmekite gekröseartig in den Kalifeldspat eindringen. Quarz füllt die Intergranularräume und bildet Pflaster aus buchtig begrenzten Einzelindividuen. In den Kristallen finden sich oft massenhaft feine nadelige (Rutil?) Einschlüsse. Selten können idiomorphe Quarzkristalle beobachtet werden, die in Mikroklin aufsprossen und von diesem gleichzeitig wieder vom Rand her resorbiert werden.

Neben diesen leukokraten Bestandteilen können akzessorisch auftreten:

Apatit in Form kleiner, xenomorpher Körner oder auch schlanker, idiomorpher Säulen; feine Biotit-Leisten, die mit farbloser, aktinolithischer Hornblende vergesellschaftet sein können sowie auch vereinzelt große Biotit-Schuppen; Erz, darunter auch zarte Graphit-Leisten.

Als sekundäre Bildungen erscheinen vereinzelt rosettenförmige Hellglimmer-Aggregate.

3.8 "Syenitpegmatit"

Im direkten Anschluß an die Aploide und Pegmatoide soll nun die Behandlung eines Gesteines folgen, das aufgrund seiner Erscheinungsform - grobes Korn, richtungslose Gefüge, Kalifeldspatreichtum - am ehesten dem sogenannten "Syenitpegmatit" entspricht, der von verschiedenen Lokalitäten im Pasaauer Wald beschrieben wurde, jedoch nie eine detaillierte Bearbeitung erfahren hat.

Zwar ist es nicht erklärtes Ziel vorliegender Arbeit, speziell die Genese der "Syenitpegmatite" zu diskutieren, aber durch die jüngst abgeteufte neuen Bohrungen (WEINELT 1983, WEINELT & FELBER 1983, FELBER & WEINELT 1984) und die

detaillierte Bearbeitung der Untertageaufschlüsse konnte eine Vielzahl von Informationen gesammelt werden, die über das Wesen dieses Gesteines Aufschluß geben können, und daher hier nicht unterschlagen werden sollen. Der Gesteinsname wird hier in Anführungszeichen gesetzt, da es sich bei diesen Gesteinen weder um Syenite noch um Pegmatite im engeren Sinne handelt, wie im folgenden deutlich gemacht werden soll.

GUMBEL (1868) erwähnt den "Syenit" als äußerst seltenes Gestein, das eine "merkwürdige Rolle innerhalb des Porzellanerde- und Graphitdistriktes spielt". Er interpretiert diese "Syenite" aufgrund ihrer Gehalte an Orthoklas und Porzellanapat (Skapolith) als Ausgangsgesteine der Kaolinvorkommen im Passauer Wald, die in den sog. "weißen Gruben" im 18. und 19. Jahrhundert abgebaut und zu großen Teilen in der Nymphenburger Porzellanmanufaktur verarbeitet wurden.

WEINSCHENK (1897) beschreibt den "Syenitpegmatit" als "eigenthümliches syenitisches Gestein" von "pegmatitartiger Struktur". Er erkannte, daß die Kaolinitisierung nicht auf diese "Syenitpegmatite" beschränkt ist, sondern alle anderen feldspatreichen Gesteine ebenfalls erfaßt hat.

In allen weiteren Publikationen werden die "Syenitpegmatite" in ähnlicher Weise beschrieben wie bei den oben zitierten Autoren.

Folgende zusätzliche Beobachtungen sind für die Klärung der Entstehung dieses Gesteines von Bedeutung:

- Das nur sehr lokale Auftreten, das schon GUMBEL (op.cit., S.354) erwähnt (und das in einem gewissen Widerspruch steht zu der flächenhaften Kaolinisierung im Passauer Wald, die gerade er mit minutiöser Genauigkeit aufzeichnet und alleine den "Syeniten" zurechnet);
- die Konkordanz der "Syenitpegmatit-Lager";
- ihr häufiges Auftreten zusammen mit Graphit-Gesteinen und zusammen mit Kalksilikatgesteinen (TONDAR 1985).

Im Zuge der eigenen Untersuchungen konnten zusätzlich folgende Beobachtungen bezüglich der Mächtigkeit und der Art des Auftretens der "Syenitpegmatite" gemacht werden:

- Sowohl in den Bohrungen wie auch in den Untertageaufschlüssen erreichen "Syenitpegmatite" Mächtigkeiten, die im dm-,

maximal im m-Bereich liegen. Die größte Mächtigkeit wurde mit ca. 4m Kernstrecke in der Bohrung L38/IX Stierweide (Abb.6) erreicht.

- "Syenitpegmatite" erscheinen:

1. als linsige, maximal 20cm mächtige, z.T. verfaltete Einschaltungen in Graphitflözen;
2. zusammen mit Kalksilikatfelsen und Marmoren im unmittelbar Liegenden der Graphitflöze;
3. in den Bohrungen immer im Verband mit Graphitgneisen, Marmoren und Kalksilikatfelsen.

- Die "Syenitpegmatite" zeigen nur selten diskordante Kontakte zu ihren Nebengesteinen, wie es bei einer intrusiven Platznahme zu erwarten wäre. Eher ähneln die Kontakte denen der Aploide und Pegmatoide, auch sind kontinuierliche Übergänge zu den Nebengesteinen zu beobachten. In keinem Fall konnten "Syenitpegmatit-Dykes" beobachtet werden, wie sie WAYLAND (1951) erwähnt.

- Insbesondere an "Syenitpegmatit"-Linsen innerhalb von Graphitflözen kann beobachtet werden, daß diese zusammen mit den Flözen verfaltet sind. Es kann sich also nicht um posttektonische Bildungen handeln.

- In den Metamorphiten in der Umgebung der "Syenitpegmatite" zeigen sich oft große Kalifeldspatporphyroblasten.

U.d.M. bieten die "Syenitpegmatite" ein sehr unruhiges Bild. Gemeinsam ist ihnen das Vorherrschen oft großer Kalifeldspäte, die sukzessive die Gefüge penetrieren und alle anderen Minerale umgreifen und einschließen können. Es entstehen so stark ungleichkörnige, poikiloblastische Gefüge. Mitunter verleihen feinkörnige Quarz-Feldspat-Mörtel zwischen den Körnern dem Gestein ein blastomylonitisches Gepräge.

Kalifeldspat ist immer mikroperthitisch und liegt z.T. als Orthoklas, wesentlich häufiger jedoch als Mikroklin mit der typischen Gitterung vor. Gelegentlich ist die Entwicklung der Mikroklingitterung von Kornrändern oder Spaltrissen ausgehend zu beobachten. Die Kalifeldspäte bilden oft cm-große Gewächse ohne kristallographische Begrenzung. Im Zuge der Blastese inkorporieren sie alle anderen Minerale. So finden

sich als Einschlüsse in Kalifeldspäten Plagioklas, Klinopyroxen, Apatit, Titanit, z.T. auch Biotit und Erz. An Kornkontakten mit Plagioklas bilden sich regelmäßige Myrmekitsäume aus, die in den Kalifeldspat vordringen. Aus den Intergranularräumen können, wenn diese mit einem feinerkörnigen Mörtel verfüllt sind, verästelte Myrmekit-Bäumchen in den Kalifeldspat hineinsprossen. Plagioklas ist ein Oligoklas mit $\pm 25\%$ An-Komponente. Gegenüber den Kalifeldspäten treten die Plagioklase meist stark zurück, wiewohl sie mitunter auch mm-große Individuen bilden können. Sie sind meist nach dem Albit-Gesetz verzwillingt, seltener ist zusätzlich eine Verzwillingung nach dem Periklin-Gesetz realisiert. Von Kalifeldspat werden die Plagioklase kräftig attackiert. Als Einschlüsse in Mikroklin-Blasten finden sich bisweilen isolierte Plagioklas-Fragmente, deren gemeinsame Orientierung auf ein ehemals größeres Individuum schließen lassen. Innerhalb der Plagioklas-Körner können fleckige Antiperthite entwickelt sein. Häufig zeigen die Plagioklase verbogene Zwillingslamellen, Kataklase und Subkorn-Bildung. Quarz tritt in den typischen "Syenitpegmatiten" stark zurück. Meist füllt er die Intergranularräume. Wird er häufiger, so kann er flächenhafte Pflaster bilden und es vollzieht sich ein kontinuierlicher Übergang zu Pegmatoiden und Aploiden alkaligranitischer Zusammensetzung (vgl. 3.7). In den Quarzen sind oft zahllose zarte nadelige Kristalle eingeschlossen (Rutil?). Die makroskopisch oft zu beobachtende Blaufärbung der Quarze mag durch Lichtstreuung an diesen Nadelchen bedingt sein.

Das häufigste mafische Mineral der "Syenitpegmatite" in den Untertageaufschlüssen ist ein farbloser, diopsidischer Klinopyroxen, der sich von den Klinopyroxenen der Kalksilikatfelse, die meist in der Umgebung des "Syenitpegmatits" auftreten, in keiner Weise unterscheidet. Die Pyroxene erscheinen als isolierte Körner - mitunter eingeschlossen in Kalifeldspat - oder aber agglomeriert in größeren Korngruppen, die dann ein regelloses Mosaik bilden, wie es auch in den Kalksilikatfelsen (insbesondere Erlanen, vgl. 3.12.1) zu beobachten ist. Die Körner zeigen meist xenomorphe, buchtige Begrenzungen. Immer sind sie stark kataklastisch,

ausgeprägt zwillingslamelliert und befinden sich in unterschiedlichen Stadien der Uralitisierung, die sich in Säumen farbloser bis lindgrüner, faserig-stengeliger Hornblende um den Pyroxen äußert. Auch innerhalb der Pyroxen-Kristalle können zarte, schuppige Hornblenden aufsprossen, die dann mitunter idiomorphe Umrissse und die typische 124'-Spaltbarkeit bei Schnitten $\perp c$ zeigen. Als Einschlüsse finden sich in den Klinopyroxenen bisweilen Apatit-Körner und Erz.

Akzessorisch erscheinen in den "Syenitpegmatiten" Titanit, Apatit, Erz, und, untergeordnet, Zirkon.

Titanit tritt in Gestalt xenomorpher Körner mit unregelmäßigen Umrissen auf, daneben kann er große (bis >5mm) idiomorphe Individuen mit der typischen Briefkuvert-Form ausbilden. Mitunter fehlt Titanit auch ganz. Das Erscheinungsbild der Titanite ähnelt sehr dem der Titanite in Kalksilikategesteinen. Apatit ist ein verbreitetes Akzessorium in den Gesteinen. Er erscheint z.T. in Form isolierter, z.T. idiomorpher Individuen, desweiteren können sich auch mehrere Apatit-Körner zu einem losen Haufwerk zusammenschließen. Graphit ist neben Magnetkies häufig in den "Syenitpegmatiten" anzutreffen. Treten diese innerhalb von Graphit-Flözen auf, können sie mitunter reich an Graphit sein, der dann mitunter auch von etwas Biotit begleitet wird. Zirkon ist eher selten und zeigt xenomorphe, rund-ovale Kornformen.

Sekundäre Mineralbildungen sind neben den bereits erwähnten Uralit-Amphibolen rosettenförmige Hellglimmer-Aggregate und bisweilen Klinozoisit, der seine Entstehung offenbar saussuritischer Umwandlung von Plagioklas verdankt. Skapolith, der von GUMBEL (1868) als essentieller Bestandteil der "Syenite" beschrieben wurde, konnte nur an Kontakten zu Metakarbonaten beobachtet werden. Möglicherweise ist dieses Mineral in den "Syenitpegmatiten" anderer Lokalitäten des Passauer Waldes in stärkerem Maße vertreten.

Generell zeigt die Petrographie, was auch schon makroskopisch in den Aufschlüssen sich andeutet, daß die "Syenitpegmatite" offenbar nicht aus einer hochdifferenzierten Restschmelze, die in den Gneisrahmen intrudiert ist, aus-

kristallisiert sind, sondern daß es sich bei ihnen eher um metamorph-anatektische Neubildungen handelt, ähnlich den Aploiden und Pegmatoiden, denen sie petrographisch sehr ähnlich sind, und zu denen fließende Übergänge bestehen. Die Klinopyroxene ebenso wie die Titanite, der Apatit und auch der Graphit scheinen aus den umgebenden Kalksilikat- oder Graphitgesteinen übernommen zu sein, die offenbar durch ihr kompetenteres Verhalten (dies gilt insbesondere für die Kalksilikatfelse) gegenüber tektonischem Streß bei der Deformation stark brekziiert und zerrieben wurden, bevor sie von den metatektischen Mobilisaten durchtränkt wurden. Ähnliche Beobachtungen machten MATTHES & HABENICHT (1959) an Kalksilikatgesteinen im Regensburger Wald, von wo sie auch ein Gestein beschreiben, das den "Syenitpegmatiten" des Passauer Waldes sehr ähnlich ist.

Inwieweit metasomatische Stoffzufuhren (hier in erster Linie Kalium) am Zustandekommen der "Syenitpegmatite" beteiligt waren, soll im folgenden Abschnitt bei der Diskussion der geochemischen Prozesse während der Anatexis und Migmatisation erörtert werden.

3.9 Geochemie der Aploide, Pegmatoide und "Syenitpegmatite". Allgemeine geochemische Betrachtungen zur Anatexis und Migmatisation in der Kropfmühl-Serie

Die Aploide, Pegmatoide und auch "Syenitpegmatite" zeigen, wie aufgrund des Mineralinhaltes auch zu erwarten ist, einen sauren Chemismus mit SiO_2 -Gehalten bis 78%. Entsprechend der Seltenheit mafischer Minerale sind die Fe_2O_3 (=Fe tot!)-, MgO - und MnO -Gehalte der Aploide und Pegmatoide sehr niedrig. Bei einigen Proben zu beobachtende höhere CaO -Gehalte sind eher auf porphyrische Diopside zurückzuführen als auf erhöhte Anorthit-Gehalte der Plagioklase. Die K_2O -Konzentrationen übersteigen in aller Regel die des Na_2O und können bis >7% ansteigen, wobei extrem hohe K_2O -Gehalte bevorzugt in den "Syenitpegmatiten" auftreten.

Die "Syenitpegmatite" ähneln den Aploiden/Pegmatoiden weitgehend, zeichnen sich aber durch deutlich höhere MgO -,

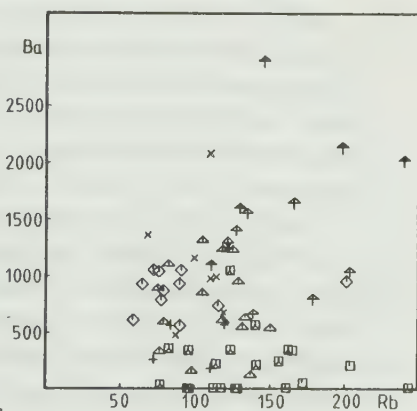
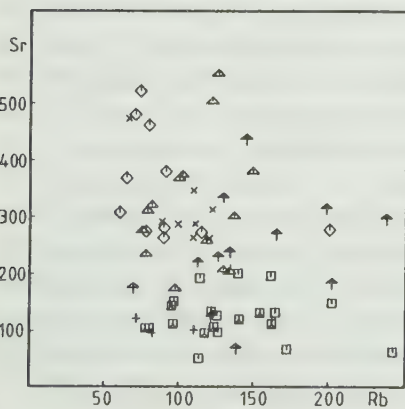
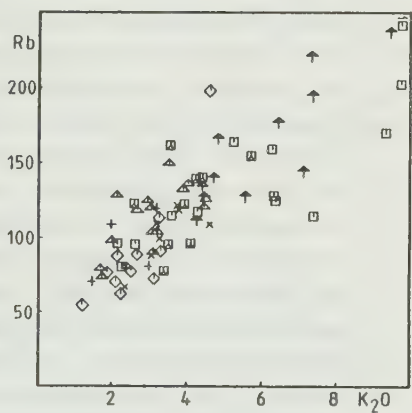
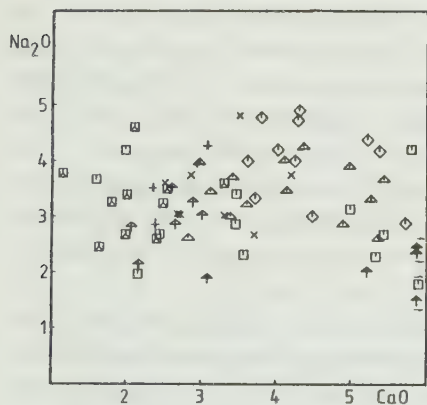
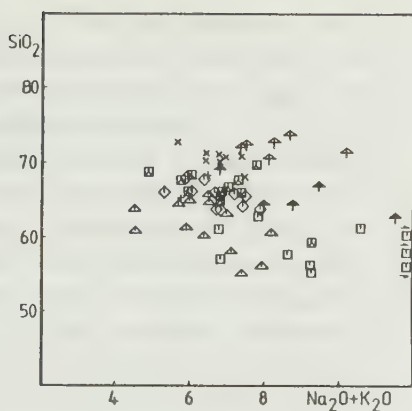
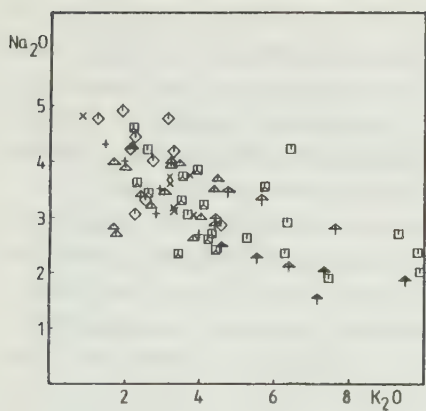
CaO-, und mitunter auch Fe_2O_3 -Gehalte aus, was durch die in den Gesteinen verbreiteten Diopsid-Körner und -Kornaggregate verursacht ist. Durch die petrographische Bearbeitung konnte wahrscheinlich gemacht werden, daß diese Pyroxene dem pegmatoiden "Magma" (siehe unten) mechanisch aus benachbarten mylonitisierten Kalksilikatfelsen zugeführt worden sind. Das gleiche gilt für Titanite und auch Apatit-Körner und Korngruppen, die in den "Syenitpegmatiten" mitunter zu höheren P_2O_5 -Konzentrationen führen können.

Subtrahiert man rechnerisch die Diopsid- und Apatit-Komponente vom Chemismus der "Syenitpegmatite", so erhält man eine Zusammensetzung, die mit Ausnahme der K_2O -Gehalte evident der der Aploide und Pegmatoide ähnelt. Die Kalifeldspatisation, die alle diese Gesteine in unterschiedlichem Ausmaß erfaßt hat, und insbesondere bei den "Syenitpegmatiten" zu einem syenitischen Gepräge führt, muß, wie im folgenden noch ausgeführt wird, von einer sekundären, metasomatischen Stoffzufuhr abgeleitet werden.

Betrachtet man den Spurenelementchemismus der Gesteine, so zeigt sich erwartungsgemäß, daß alle an mafische Minerale gebundenen Spurenelemente wie z.B. V, Cr, Co und Ni entsprechend der Seltenheit dieser Minerale nur in sehr geringen Konzentrationen auftreten.

In Abb.17 sind einige Elementbeziehungen dargestellt, anhand derer die Genese der Aploide/Pegmatoide und der "Syenitpegmatite" diskutiert werden soll. Zugleich sind in die Diagramme die Proben aller anatektischen Metamorphite der stark migmatischen Profilausschnitte der Querschlüge 20, 13 und 13S2 eingezeichnet, so daß zusätzlich generelle geochemische Aspekte der Anatexis und Migmatisation aufgezeigt werden können, insbesondere auch das Verhalten der gegenüber der Metamorphose weniger stabilen LIL-(large ion lithophil)-Elemente.

Abb.17 (S.76): Diagramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$, $\text{Rb}/\text{K}_2\text{O}$, Sr/Rb und Ba/Rb (Spurenelemente in ppm, sonst Gew-%). Eingezeichnet sind nur Proben aus den stark migmatischen Bereichen der Querschlüge 20, 13 und 13S2. Für die Flözproben wurden die transformierten (graphitfrei, $\text{Fe}_2\text{O}_3=5\%$) Werte verwendet. Diskussion der Diagramme im Text.



- Im Diagramm $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ zeigt sich eine deutlich negative Korrelation. In gewisser Näherung liegen die meisten Proben auf einer Geraden, was für eine im wesentlichen ausgeglichene Bilanz und somit für eine Anatexis in einem bezüglich dieser Elemente weitgehend geschlossenen System spricht (MEHNERT 1968, SCHNEIDER & BUSCH 1980).

Deutlich von diesem allgemeinen Trend abweichend verhalten sich verschiedene Proben der Aploide/Pegmatoide und die "Syenitpegmatite", die zu höheren K_2O -Werten tendieren. Dieselbe Tendenz ist bei einigen Proben des südlichen Flözes zu erkennen (vgl. 3.2.3). Bei diesen Proben ist eine metasomatische Kali-Zufuhr anzunehmen.

- Im Diagramm $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ liegt die Mehrzahl der Proben in einer Wolke, die vermutlich der primären Schwankung im SiO_2 - und Gesamtalkali-Gehalt der Gesteine entspricht. Das folgt auch aus der im Diagramm $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ festgestellten + ausgeglichenen Alkali-Bilanz. Davon weichen wiederum Teile der Aploide/Pegmatoide, Syenitpegmatite und Proben des südlichen Flözes ab, die deutlich höhere Gesamt-Alkali-Konzentrationen aufweisen. Diese kommen durch selektive Erhöhung der K_2O -Gehalte zustande (vgl. Diagramm $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$).
- Das Diagramm $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$:

Der Natrium-Gehalt der Proben wird, wie die Dünnschliffbearbeitung zeigt, allein durch den Plagioklas-Anteil und den Anorthit-Gehalt derselben kontrolliert. Calcium dagegen findet sich sowohl in Plagioklasen wie auch in aktinolitischen Hornblenden, die insbesondere in tonalitischen und granodioritischen Diatexiten verbreitet sind. In den "Syenitpegmatiten" erscheinen auch diopsidische Klinopyroxene als Ca-Träger. Entsprechend beobachtet man in dem $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ -Diagramm eine breite Streuung der Lagepunkte der Proben.

Die Aploide/Pegmatoide zeigen niedrige CaO-Gehalte bei ebenfalls geringen bis durchschnittlichen Na_2O -Gehalten. Ihr $\text{CaO}/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnis entspricht dem der (Hornblende-armen bis -freien) Bändergneise mit granodioritischem Pauschemismus (vgl. 3.6), was der in vielen migmatitischen Terrains zu beobachtenden Tatsache entspricht, daß die

Anorthit-Gehalte in den Plagioklassen der Leukosome und Paläosome nicht wesentlich differieren (HARME 1962, WHITE 1966, MEHNERT 1968, HARRIS 1974, ASHWORTH 1976, AMIT & EYAL 1976, DOUGAN 1979, GUPTA & JOHANNES 1982).

Die "Syenitpegmatite" zeichnen sich durch hohe CaO -Gehalte aus, die durch hohe modale Diopsid-Anteile verursacht sind.

Geringe CaO - und relativ hohe Na_2O -Gehalte zeigen die Proben aus dem nördlichen Flöz, wofür neben primären Ursachen auch eine sekundäre, hydrothermale Albitisation verantwortlich sein mag.

- Das Diagramm $\text{Rb}/\text{K}_2\text{O}$:

Rb vertritt K in K-haltigen Mineralen, woraus eine fast immer deutlich positive Korrelation dieser beiden Elemente resultiert. Rb wird bevorzugt in Biotit inkorporiert, weshalb Rb üblicherweise in leukokraten Mobilisaten verarmt und sich in dunklen restitischen Residuen anreichert (vgl. 3.3.3).

Wie das Diagramm zeigt, ist diese Tendenz bei den leukokraten Apliden und Pegmatoiden nicht zu erkennen. Diese sind reich sowohl an K_2O wie auch an Rb. Einzelne Proben streng allochemer K_2O -reicher "Syenitpegmatite" zeigen einen schwach abweichenden Trend hin zu geringeren Rb-Gehalten bei hohen K_2O -Werten. Dieselbe Tendenz ist in den nun bereits bekannten kalifeldspatisierten Proben des südlichen Flözes zu erkennen.

Insgesamt schwankt das K/Rb -Verhältnis um 240 und entspricht somit dem Mittelwert für saure krustale Gesteine (HEIER & ADAMS 1964, SCHROLL & GROHMANN 1965).

Deutlich läßt sich an den Diagrammen ablesen, daß es sich weder bei den Apliden/Pegmatoiden noch bei den "Syenitpegmatiten" um "echte" Aplite oder Pegmatite im Sinne von Derivaten hochdifferenzierter saurer Restschmelzen handelt. Im Zuge der Fraktionierung nehmen die K/Rb -Verhältnisse ab, d.h. der Trend müßte genau entgegengesetzt (relative Zunahme des Rb- gegenüber den K_2O -Gehalten) verlaufen. Es kann also mit Hilfe dieses Diagrammes eine Herkunft der Aplide/Pegmatoide und "Syenitpegmatite"

aus Schmelzinjektionen ausgeschlossen werden. Vielmehr verdeutlicht sich evident die anatektische Bildung aus den vorhandenen Stoffbeständen.

Weiter manifestiert sich auch in diesem Diagramm durch die geringe Streuung der Probenpunkte – ausgenommen die stark kalifeldspatisierten, allochemen Proben – die konservative Metamorphose und Anatexis, die offenbar in einem weitgehend geschlossenen System ohne prägnante metasomatische Ereignisse vorstatten gegangen ist.

- Das Diagramm Sr/Rb:

Strontium besitzt, wie bereits ausgeführt, eine starke geochemische Affinität zu Calcium und wird somit bevorzugt in Plagioklasen eingebaut. In späten granitischen Differentiaten verarmt Sr ($\pm 147\text{ppm}$ Sr in Graniten, $\pm 50\text{ppm}$ in sauren Differentiaten).

In dem Diagramm zeigen die Lagepunkte der Proben eine starke Streuung, wie es die schwankenden CaO-Gehalte auch erwarten lassen (vgl. Diagramm $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$).

Die Aploide/Pegmatoide neigen zwar zu geringen Sr-Gehalten, besitzen jedoch mit einer Ausnahme wesentlich höhere Sr-Konzentrationen, als es bei späten magmatischen Differentiaten zu erwarten wäre, wodurch auch in dieser Elementbeziehung ihr anatektischer Charakter deutlich wird. Die "Syenitpegmatite" zeigen allgemein recht hohe Sr-Konzentrationen ($>300\text{ppm}$), wobei zu gegenwärtigen ist, daß ein Teil des Strontiums im Gitter der Diopside eingebaut sein mag, in denen Strontium das Calcium diadoch vertreten kann. Jedoch sind die Sr-Gehalte in Klinopyroxenen im allgemeinen niedrig ($\pm 50\text{ppm}$). Somit zeigen auch hier die "Syenitpegmatite" keinerlei Affinität zu "echten" Pegmatiten.

- Das Diagramm Ba/Rb:

Ba wird, wie Rb (ähnlicher Ionenradius), in K-haltigen Mineralen an Stelle des Kaliums eingebaut, wobei das Barium den Kalifeldspat bevorzugt. Daneben können auch Plagioklase und Glimmerminerale bedeutende Ba-Träger sein. Späte postgranitische Differentiate wie Aplite und Pegmatite sind meist an Barium verarmt, da das Element bereits in früheren Differentiationsstadien in Glimmerminerale und Feldspäte

eingebaut wird.

In dem Diagramm zeigen dagegen gerade die "Syenitpegmatite" sehr hohe Ba-Konzentrationen, was wiederum eine Entstehung dieser Gesteine aus hochdifferenzierten Restschmelzen widerlegt.

Generell kann so mit Hilfe der diskutierten Diagramme gezeigt werden, daß sowohl die Aploide/Pegmatoide wie auch die "Syenitpegmatite" eher anatektischen Ursprungs sind, als durch Injektion oder Intrusion von Entekten entstanden.

Auch läßt sich den Diagrammen entnehmen, daß die Anatexis und Migmatisation in einem ~~+~~geschlossenen System weitgehend isochem vonstatten gegangen ist, wie es auch SUK (1964) für die Migmatite im Moldanubikum Zentralböhmens nachgewiesen hat.

Offenbar allochemen Ursprungs sind dagegen Teile der Aploide/Pegmatoide, die "Syenitpegmatite" und Teile des südlichen Flözes, deren Stoffbestand durch Kali-Zufuhr verändert worden ist.

Abb.18 zeigt die Lagepunkte einzelner Pegmatoid- und "Syenitpegmatit"-Proben im qz-ab-an- und an-ab-or-Dreieck (WINKLER 1979). Man sieht, daß die Pegmatoid-Proben durchaus kotektische Zusammensetzungen haben und somit bei den Metamorphosetemperaturen, die aufgrund der zu beobachtenden Mineralparagenesen geherrscht haben müssen (vgl.3.3.2 und 3.12.6), in schmelzflüssigem Zustand vorgelegen haben, und damit auch - wie in den Aufschlüssen oft zu sehen ist - in der Lage waren, in ihre Nebengesteine "intrusiv" einzudringen. Mit ansteigenden K_2O -Gehalten verschieben sich die Probenpunkte bei gleichbleibenden qz/ab bzw an/ab-Verhältnissen zunehmend zur or-Ecke und entfernen sich damit von kotektischen Zusammensetzungen. Nachdem auch die K_2O -reichen Pegmatoide und "Syenitpegmatite" mitunter diskordant in ihre Nebengesteine eingedrungen sind, und demnach auch für sie eine primär kotektische Zusammensetzung gefordert werden muß, kann die Kali-Metasomatose und dadurch initiierte Kalifeldspatisierung erst stattgefunden haben, nachdem diese metatek-

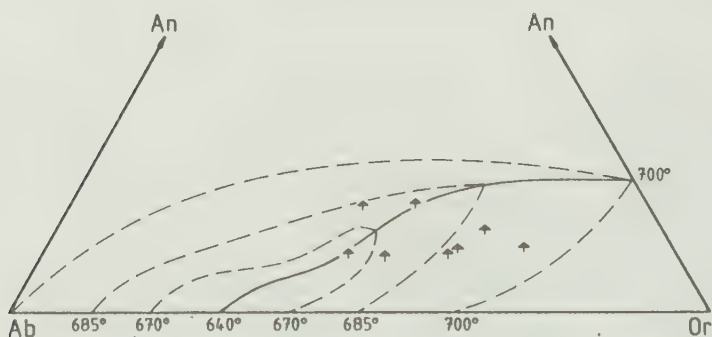
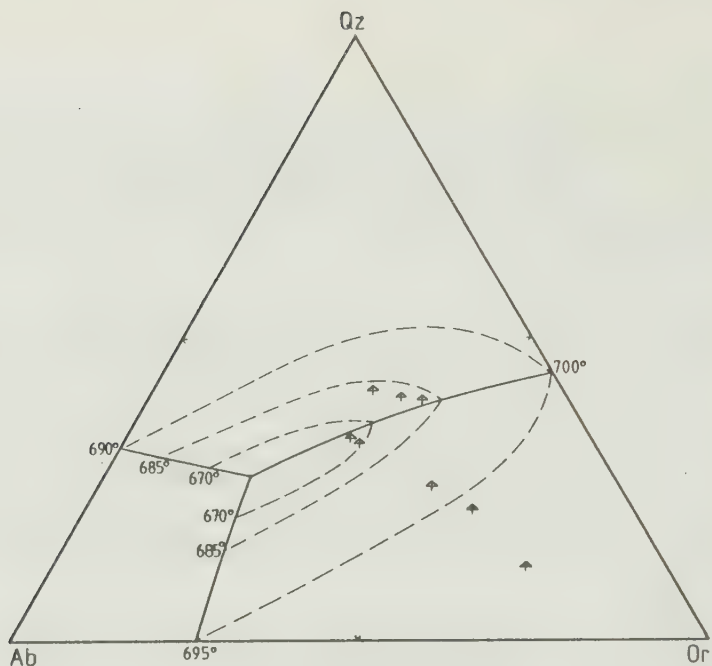


Abb.18: qz/ab/or und an/ab/or - Diagramm (WINKLER 1979). Ein-
gezeichnet sind die Lagepunkte von Apliden/Pegma-
toiden und "Syenitpegmatiten". Erklärung siehe Text.

tischen Mobilisate in ihre Rahmengesteine intrudiert sind.

Generell ist die Kali-Metasomatose, die für die Entstehung dieser Gesteine postuliert werden muß, hier weniger allgemein regional, sondern auf leukokrate Gesteinsanteile wie Leukosome, Aplode/Pegmatoide und vor allem "Syenit-

pegmatite" beschränkt sowie deutlich auf die südlichen Graphitflöze, wie die Abb.19 zeigt. in der die Proben im Dreieck $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}+\text{FeO}+\text{MnO}$ dargestellt sind. Klar zeigt sich in diesem Dreieck die große Variabilität der Metamorphite bezüglich der Quarz- und Mafitanteile, repräsentiert durch SiO_2 bzw. $\text{MgO}+\text{FeO}+\text{MnO}$, bei relativ konstanten Alkalianteilen, die nur jeweils am "sauren" und am "basischen" Ende stark ansteigen und insbesondere in den Proben des südlichen Gra-

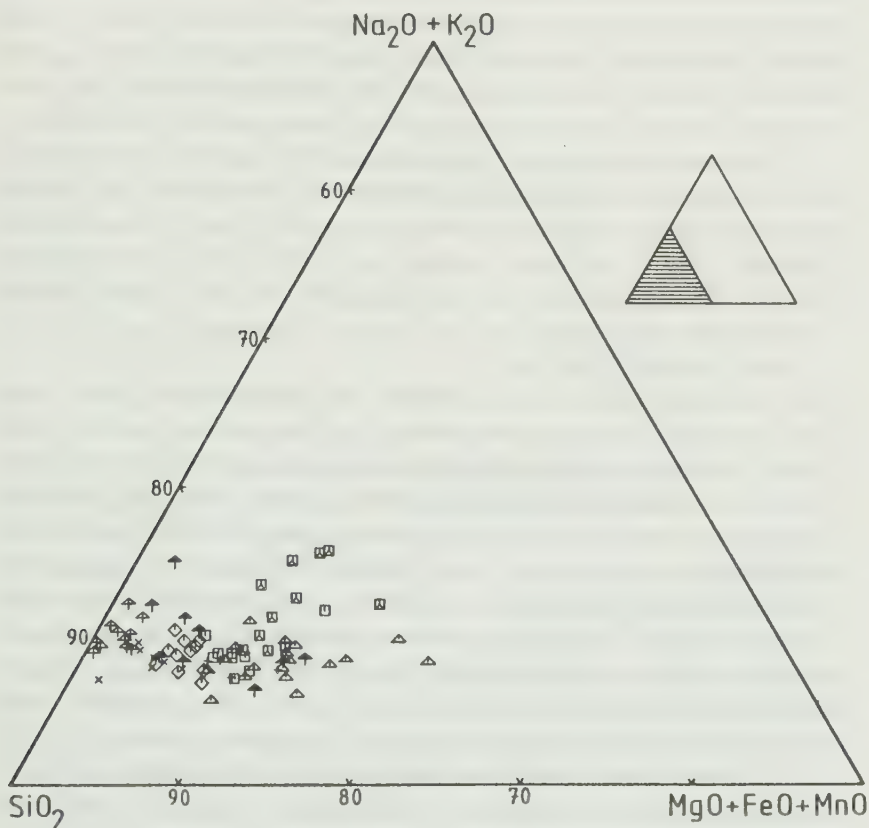


Abb.19: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2/\text{MgO}+\text{FeO}+\text{MnO}$ - Diagramm. $\text{FeO}=\text{Fe tot.}$. Für die Flözproben wurden die transformierten Werte (graphitfrei, $\text{Fe}_2\text{O}_3=5\%$) verwendet. Das Diagramm demonstriert die generelle Konstanz der Alkaliwerte in den Migmatiten, stark erhöhte Alkaligehalte zeigen die Aploide/ Pegmatoide, "Syenitpegmatite" und Proben des südlichen Flözes.

phitflözes und der "Syenitpegmatite" hohe Werte erreichen, die durch - relativ zu Na_2O - stark erhöhte K_2O -Gehalte hervorgerufen werden.

Es wurde bereits bei der petrographischen Beschreibung der "Syenitpegmatite" erwähnt, daß diese soweit sie in den Bohrungen und den Untertageaufschlüssen beobachtet werden können, fast immer in Begleitung stark graphitführender Gesteine anzutreffen sind, speziell in den bearbeiteten Untertageaufschlüssen im Liegenden des südlichen Flözes sowie auch in Gestalt linsiger Körper innerhalb dieses Flözes. Es liegt somit nahe, die starke Kalifeldspatization des Südflozes von den unterlagernden "Syenitpegmatiten" abzuleiten:

Offenbar bildete das Graphitflöz gegenüber aufdringenden pegmatoiden Teilschmelzen sowie den sich diesen in einer späteren Phase anschließenden Kalium-reichen fluiden Phasen eine Barriere, unter der sich diese anreicherten. Teilweise vermochten sie offenbar auch in die Flöze vorzudringen und führten dort zur Bildung linsiger Pegmatoid- und "Syenitpegmatit"-Körper.

Das Aufdringen der aploiden und pegmatoiden Mobilisate erfolgte prä- bis syntektonisch, was daraus zu ersehen ist, daß linsige "Syenitpegmatit"-Körper innerhalb der Graphitflöze zusammen mit diesen verfaltet sind. Die Kalium-Metasomatose und die damit verbundene Kalifeldspat-Blastese innerhalb der Flöze, der "Syenitpegmatite", Teilen der Aploide und Pegmatoide, wie auch - geochemisch allerdings weniger deutlich zu erkennen - der Nebengesteine scheint dagegen eher posttektonisch eingesetzt zu haben, da die dadurch entstandenen großen blastischen Kalifeldspäte kaum mehr von Deformation und Kataklyse betroffen sind.

Einen sehr ähnlichen Prozess der Syenitbildung durch Anatexis und Kalifeldspat-Metablastesis beschreibt LANGERFELD (1961) aus dem Schwarzwald.

Im Bayerischen Wald wurden Kalium-Metasomaten, die insbesondere auch in den Monotonen Gruppen verbreitet sind, von LIST (1969) und STEINER (1972) nachgewiesen.

3.10 Quarzitgneise

Zum Abschluß der großen Gruppe der Ca-armen Metamorphite werden nun einige Gesteine besprochen, die weniger typisch für die bunten Abfolgen des Passauer Waldes sind und die dort auch nur sehr lokal auftreten. Es sind dies Quarzitgneise sowie Granofelse und Granulite, die im folgenden Abschnitt (3.11) diskutiert werden.

Über die Grenzen Bayerns hinaus sind insbesondere die Granulite in den moldanubischen Abfolgen von großer Bedeutung, da sie sowohl in Niederösterreich wie auch in der ČSSR in einer charakteristischen Lagebeziehung zu den graphitführenden Bunten Gruppen stehen und eine zentrale Rolle in der Diskussion der Deckentektonik innerhalb der moldanubischen Anteile des variszischen Gebirges spielen (TOLLMANN 1982).

3.10.1 Petrographie

Quarzitgneise treten in größerer Mächtigkeit im Nordquerschlag 20 von 80mN bis 108mN auf (Abb.4). Geringmächtige (dm-Bereich) Einschaltungen Quarzit-ähnlicher Gesteine erscheinen selten auch in den anderen Profilen.

Die Quarzitgneise sind sehr hart, zeigen eine zarte Bänderung und eher dunkle Farben, die weniger durch Mafitenreichtum der Gesteine als durch den durchscheinenden Charakter der Quarze verursacht werden, die den Hauptbestandteil der Quarzitgneise bilden. Marmore und Kalksilikatfelse mit Mächtigkeiten im dm- und m-Bereich sind konkordant in die Quarzitgneise eingeschaltet. Gelegentlich ziehen ptymatisch verfältelte Aploid-Bändchen durch das Gestein.

U.d.M. zeigt sich, daß Quarz das Hauptmineral ist, wobei 65 - 75% modaler Quarz-Anteil (Tab.8) die Bezeichnung Quarzitgneis rechtfertigt (WINKLER 1979).

Träger der straffen Paralleltextur sind zum einen langgestreckte, linsige Quarz-Pflaster, die häufig das für Granulite typische Gepräge von Plattenquarzen annehmen, daneben oft in diesen Quarzen eingeschlossene schmale Biotit-Leisten,

die immer streng parallel ausgerichtet sind.

Zwischen den Quarz-Platten und -Aggregaten ist oft ein feinerkörniges Quarz-Feldspat-Granulat ausgebildet, das dem Gestein einen mylonitischen Charakter verleiht.

Auffallend ist die oft enorme Kataklyse der Mineralkörner und die generell starke tektonische Beanspruchung des Gesteins, die sich in starker Zerschörung und Zerklüftung ausdrückt. Offene Klüfte können mit Quarz, Calcit, Chlorit, Klinkzoisit oder Erz verheilt sein.

	243	244	246	247
Qz	65,4	72,6	65,6	74,7
Plag	3,1	9,6	11,2	6,9
Kfsp	14,5	6,1	7,0	5,6
Bio	14,0	9,6	15,2	10,4
Erz	2,9	2,0	0,4	0,8
Akz	0,1	0,1	0,6	1,6

Tab.8: Modalanalysen von Quarzitzgneisen. Bei Probe 246 geht Granat mit in die Akzessorien ein, bei Probe 247 Fiederspaltenerfüllungen aus Chlorit, Calcit und Klinkzoisit.

Quarz bildet oft in "s" gelängte linsige Aggregate mit stark undulöser Auslöschung. Als Einschlüsse finden sich schmale Biotit-Leisten, Graphit, Zirkon und Apatit. Daneben können Einschlüsse winziger Flüssigkeitströpfchen perlschnurartig durch die Körner ziehen. Plagioklas (An 20±5%) ist eher selten, kann aber lokal größere (>1mm) subidioblastische bis xenoblastische Individuen ausbilden. Er ist am stärksten von der Kataklyse betroffen und meist von einem Netzwerk unregelmäßiger Risse durchsetzt. In den Plagioklasen erscheinen bisweilen fleckige Antiperthite, die als jüngere Bildungen von der Kataklyse ihres Wirtes nicht oder nur in geringerem Maße betroffen sind. Auch treten tropfenförmige Quarz-Einschlüsse auf. An Kontakten mit Kalifeldspat bilden sich Myrmekitsäume. Mikroperthitischer Mikroklin findet sich zusammen mit Plagioklas und Quarz in dem feinkörnigen Granulat zwischen den Quarz-Linsen. Daneben kann Mikroklin in schmalen (mm-Bereich) Leukosom-Bändern angereichert sein. Biotit ist das wichtigste mafische Mineral der Quarzitzgneise. Neben

lappigen, buchtig begrenzten Individuen erscheinen die Biotite in Gestalt langgestreckter, schmaler Leisten. Letztere sind eingeschlossen in Quarze verbreitet und immer straff parallel eingeregelt. Tektonische Verbiegungen der Biotite äußern sich in einem Wandern der Auslöschung über das Mineral und einem Verblässen der üblicherweise blaugrünen Interferenzfarben. Auch Chloritisierung setzt dann bevorzugt ein. Farbloser Granat tritt nur vereinzelt auf. Die kleinen, oft von groben Sprüngen durchzogenen Körner werden von Biotit angespießt und umflasert.

Akzessorisch führen die Quarzitgneise Graphit, Zirkon, Monazit, und Apatit.

3.10.2 Geochemie

Chemisch zeichnen sich die Quarzitgneise durch hohe SiO_2 -Gehalte zwischen 70 und 80% aus. Im Simonen-Diagramm (Abb.7) zeigen sie einen geradlinigen Trend hin zu quarzitisches Gesteinen, im $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2+\text{CaO}$ -Diagramm (Abb.9) nach DE LA ROCHE (1965) fallen die Proben ohne Ausnahme in das Feld der Arkosen mit Übergängen zu eher grauakkenähnlicher Zusammensetzung.

Auch die metasedimentären Einschaltungen (Marmor, Kalksilikatfels) innerhalb der Quarzitgneise und die Graphitführung der Gesteine legen eine paragne Abkunft von quarzreichen klastischen Sedimenten nahe. In Abb.14 (vgl.3.6) sind die Quarzitgneise zusammen mit Metapeliten und Metagrauwacken in den Zr/si-, si/mg-, Ni/mg- und Cr/mg-Diagrammen eingezeichnet. Hier ist insbesondere der positive Trend, den die Probenpunkte im si/mg-Diagramm zeigen, für sedimentär gebildete quarzreiche Klastika diagnostisch, da diese oft basische Residuen anreichern. Auch in den anderen Diagrammen passen sich die Quarzitgneise den für Sedimentgesteine typischen Verteilungsmustern an.

Generell sind also die Quarzitgneise als Derivate Quarz- und auch Feldspat-reicher klastischer Sedimente zu begreifen. Verglichen mit den Metagrauwacken stellen die Quarzitgneise ein differenzierteres, reiferes Metasediment dar. Rezent sind

vergleichbare Ablagerungen häufig in nicht allzu küstenfernen Schelfbereichen anzutreffen (vgl. auch Abschnitt 7.).

3.11 Granofelse, Granulite, Leptinite

Ebenfalls im nördlichen Teil des Grubengebäudes (Querschlag 20, 110-167mN, vgl. Abb.4) erscheinen in größerer Verbreitung helle Gesteine, die mesoskopisch oft regellose Gefüge und ein "magmatisches" Erscheinungsbild zeigen. Eingeknetet in diese leukokraten Metamorphite sind Marmor-Bänder, Kalksilikatfelse und nicht selten auch Metabasite in Gestalt teils runder und ovaler, teils eckig begrenzter Schollen und Schlieren. Die Gesteine können durch Einschaltungen Biotit- und Amphibol-reicher, dunkler Zeilen eine Bänderung oder eine wellig-flaserige Textur ("Flasergneis") entwickeln. Lokal finden sich Einschaltungen metablastischer und metatektischer Gneise, die auch Graphit führen können. Größere Graphitanreicherungen treten hier jedoch nicht mehr auf und wurden auch weiter im Norden nicht mehr angefahren oder erbohrt (Dir. Gohla, mdl. Mitt.).

Insbesondere dort, wo weitgehend unregelmäßige Gefüge vorherrschen, können diese hellen Metamorphite den tonalitischen/granodioritischen Diatexiten ähneln. Bei genauerer Betrachtung fallen jedoch die Unterschiede auf, insbesondere die Seltenheit mafischer Minerale in den Granofelsen (die sich chemisch durch geringe Fe-, Mn- und Mg-Gehalte ausdrückt, vgl. 3.11.2), sowie im Dünnschliff die geringeren Anteile der Plagioklase.

Im Querschlag 12 im Westen des Grubengebäudes treten als geringmächtige Einschaltungen zwischen Graphitgneisen, Metakarbonaten und Metabasiten helle, feinstreifige, granulitische Gesteine auf. Diese Gesteine sind reich an Quarzen, die als typische Platten- und Diskenquarze ausgebildet sind, wodurch sich Affinitäten zu den im Vorhergehenden behandelten Quarzgneisen ergeben. Diverse Unterschiede, insbesondere auch im Chemismus dieser Gesteine, rechtfertigen jedoch eine gesonderte Behandlung.

Obertägig erscheinen Granulite im Passauer Wald nur an

einigen wenigen Vorkommen geringerer Ausdehnung. Zu vergleichenden Zwecken wurden zwei Proben eines kleinen Granulitvorkommens am Aubach, südwestlich der Graphitlagerstätte gelegen (r:4620140; h:5386825), ebenfalls untersucht (Proben AU91 und AU92).

Die leukokraten Metamorphite werden hier gemäß den Vorschlägen von MEHNERT (1972) als Granofelse, Granulite und Leptinite bezeichnet. Dabei gilt:

- Granofels bezeichnet ein mittel- bis grobkörniges Gestein, das im wesentlichen aus Quarz und Feldspat besteht. Diese Varietät findet sich im Nordteil des Grubengebäudes im Überhauen zur 8.Sohle.
- Granulit ist ein fein- bis mittelkörniges metamorphes Gestein, das im wesentlichen aus Quarz und Feldspat besteht und dessen Fe/Mg-Mineralie wasserfrei sind. Er ist das Typusgestein der Granulitfazies der Metamorphose.
- Leptinit ist ein weniger eng definierter Begriff für feinkörnige, massige, granoblastische Metamorphite, die reich an Quarz und Feldspat sind. Der Metamorphosegrad ist hier von untergeordneter Bedeutung. Der Begriff wird in der regionalen Literatur gelegentlich für ähnliche leukokrate Metamorphite meist orthogener Abkunft verwendet, weshalb er hier mit aufgeführt wird.

3.11.1 Petrographie

Die Granofelse zeigen u.d.M. granoblastische Gefüge mit oft starken kataklastischen und mylonitischen Überprägungen.

Plagioklas ist ein Oligoklas mit $\pm 20\%$ An-Komponente. Er ist meist nach dem Albit-Gesetz, seltener zusätzlich nach dem Periklin- oder Karlsbad-Gesetz verzwillingt. Mitunter bilden Plagioklase mehrere mm große Blasten, die randlich buchtig von Quarz korrodiert werden. Fleckige Antiperthite und runde Quarze durchsieben oft die Plagioklase. Kataklastische Zerbrechungen sind verbreitet. Kalifeldspat ist in den Granofelsen stets vorhanden, tritt gegenüber den Plagioklasen jedoch meistens stark zurück (vgl. Tab.9). Die Kalifeldspäte sind

meist mikroperthitisch und z.T. als Orthoklas, häufiger als Mikroklin ausgebildet. Wo er an Plagioklas grenzt, bilden sich die üblichen Myrmekit-Rinden. Mitunter zeigen Kalifeldspäte poikiloblastisches Wachstum und schließen dann alle anderen Minerale ein. Quarz füllt die Intergranularräume oder bildet langgestreckte, linsige Pflaster mit stark undulöser Auslöschung. Langgestreckte Linsenzüge von Quarzen können dem Gestein ein Parallelgefüge aufzwingen. In den Quarzen ist oft eine Vielzahl kleiner nadeliger Kristalle (Rutil?) eingeschlossen. Biotit ist in den Granofelsen ein sehr untergeordneter Gemengteil. Es lassen sich grüne Biotite von braunen unterscheiden, wobei sich letztere aus ersteren entwickeln können. Grüner Biotit ist Zerfallsprodukt von Pyroxen und Granat, der in Gestalt kleiner, xenomorpher, reliktscher Körner in das Gestein eingestreut sein kann. Hypersthen tritt selten als gepanzertes Relikt innerhalb faseriger Hornblenden und grüner Biotite in Erscheinung. Diagnostisch ist für diesen Pyroxen die gerade Auslöschung, der optisch negative Charakter und die hohe Lichtbrechung bei geringer Doppelbrechung. Farblose, faserig-stengelige Hornblende tritt zum einen als sekundäre Bildung nach Pyroxen auf, desweiteren beobachtet man sie in der typischen Reaktionsbeziehung mit Biotit (Biotit-Hornblende-Reaktion, vgl.3.3.1).

Akzessorisch finden sich in den Granofelsen Zirkon, Apatit, und Erz.

Der Zirkon fällt insbesondere dadurch auf, daß er in diesen Gesteinen öfters idiomorphe Kornformen ausbildet. Die säulenförmigen Zirkone können dann Längen-Breitenverhältnisse bis 1:7 aufweisen (Die Messungen wurden nur an Dünnschliffen durchgeführt, Mineralpräparate wurden nicht hergestellt). Apatit ist in den Granofelsen eher selten und i.d.R. xenomorph. Schmale Graphit-Leisten können gelegentlich beobachtet werden.

Die Granulite zeichnen sich gegenüber den Granofelsen in erster Linie durch ihr feineres Korn aus. Der durchschnittliche Korndurchmesser beträgt 0,3mm, die Gesteine sind somit feinkörnig. Durch Bänderquarze und zarte Mafit-Zeilen wird

	204	205	207	222	233	120	AU92
Plag	41,3	43,6	61,5	18,3	63,9	12,7	6,7
Kfsp	25,5	35,3	8,2	49,8	19,1	36,7	45,7
Qz	28,3	17,3	25,6	29,5	16,2	48,1	42,2
Bio	4,6	3,4	4,3	2,3	4,0	2,5	1,0
Hbl	--	--	--	--	2,5	--	--
Akz	0,3	0,4	0,4	0,1	0,3	--	4,4

Tab.9: Modalanalysen von Granofelsen (links) und Granuliten (rechts, Probe 120 und AU92). Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Erz, Chlorit, Klinozoisit und Calcit. Bei Probe AU92 ist bei den Akzessorien der Granat angegeben.

eine straffe Paralleltextrur erzeugt.

Undulös auslöschender Quarz tritt in Gestalt der nun bereits mehrfach erwähnten Platten und Disken auf. Daneben kommt es auch zur Ausbildung langgestreckter "s"-paralleler Pflaster. Kalifeldspat ist meist ein antiperthitischer Orthoklas, insbesondere in den Proben vom Aubach liegt er jedoch als Mikroklin vor. Plagioklas tritt gegenüber den Kalifeldspäten stark in den Hintergrund (vgl. Tab.9). Der An-Gehalt der Plagioklase ist wegen ihrer Seltenheit und geringen Größe nur schwer festzustellen und liegt bei $\pm 20\%$. Biotit ist immer sekundär und bildet feinfaserig radialstrahlige Aggregate. Er zeigt z.T. grüne, z.T. aber auch intensiv rotbraune Farbtöne. Im Verband mit Biotit kann faserige Hornblende und Muskovit vorkommen.

In den Granuliten der Aufschlüsse vom Aubach tritt weiterhin noch Granat auf, der makroskopisch von hellroter Farbe ist. Im Schliff ist er farblos und wird von grünen Biotiten verdrängt. Spinell zeigt flaschengrüne Farben und ist somit als Hercynit anzusprechen. Meist tritt er zusammen mit Granat auf oder umflasert von Biotit-Aggregaten. Alumosilikate sind weitgehend in Glimmer umgewandelt und dann kaum mehr anzusprechen. RITTER (1951) beschreibt aus den Granuliten dieses Aufschlusses Disthen (vgl. auch VOLL 1960, S.119).

Als Akzessorien treten in den Granuliten Zirkon, Apatit und Erz auf, darunter auch Graphit in Gestalt vereinzelter schmaler Leisten. Sowohl die Zirkone als auch die Apatite können idiomorphe Kornformen ausbilden.

3.11 Geochemie

Die leukokraten Metamorphite zeichnen sich durch hohe SiO_2 -Gehalte (>69%) bei sehr niedrigen Konzentrationen von Fe_2O_3 (0,61–2,04%), MgO (n.d.–1,01%), MnO , TiO_2 und P_2O_5 aus, was den sauren Charakter der Gesteine und die Seltenheit mafischer Mineralkomponenten widerspiegelt. Die Alkaligehalte ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) schwanken zwischen 6,5 und 9,5%. Im Simonen-Diagramm (Abb.7) fallen die Proben in das Feld der Orthogneise und Granulite oder streuen um dieses.

Die in den nördlichen Teilen des Querschlags 20 im Überhauen zur 8.Sohle (vgl. Abb.4) auftretenden Granofelse bilden eine mächtigere, homogene und auch chemisch in sich relativ konsistente Gesteinsabfolge, die sich insbesondere durch recht hohe Al_2O_3 -Konzentrationen (14,49–17,17%) und gegenüber dem K_2O oft stark erhöhte Na_2O -Werte von den geringmächtigen Granuliteinschaltungen des Querschlags 12 abheben, die wiederum bezüglich der typischen Granulit-Gefüge und ihres Chemismus' den Granuliten der Aufschlüssen am Aubach (Proben AU91 und AU92) sehr ähnlich sind.

- Geochemie der Granofelse:

Die bereits erwähnten geringen Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung der Granofelse, ihre generell hohen Alkali-, insbesondere Na_2O -Gehalte, und die niedrigen Fe_2O_3 -, MnO - und MgO -Konzentrationen deuten auf eine orthogene Abkunft der Granofelse von saurem vulkanitischem Material hin. Betrachtet man den Spurenelementchemismus, so fallen die geringen V-, Cr-, Co- und Ni-Werte auf, die ebenfalls auf orthogenes Ausgangsmaterial schließen lassen. Die geringmächtigen Einschaltungen von Marmoren, Kalksilikatfelsen und Metapeliten, wie auch der gelegentlich zu beobachtende Graphit weisen auf einen tuffitischen Charakter der Edukte der Granofelse hin und lassen auf Ablagerungen saurer Vulkanite in mariner Umgebung schließen. Zu den anatektischen Gesteinen, den Diatexiten, Apliden und Pegmatoiden, denen die Granofelse makroskopisch ähneln können, besteht chemisch keine Beziehung.

Als Ausgangsgesteine der Granofelse kommen Na-reiche Rhyolitite oder Rhyodazite in Frage. Dies ergibt sich auch aus den normativen Qz-, An-, Ab- und Or-Gehalten (vgl. Tab.A3 im Anhang) und den An/Or-Verhältnissen (STRECKEISEN 1976 b).

Orthometamorphite mit vergleichbarem Chemismus aus anderen Teilen der Böhmisches Masse beschreiben SCHARBERT (1964), LOSERT (1967), SUK (1974) und SCHARBERT & FUCHS (1981).

Besondere Beachtung verdienen bei diesen Gesteinen die niedrigen Rubidium-Gehalte, die bei den gegebenen Kalium-Konzentrationen zu extrem hohen K/Rb-Verhältnissen von 400-600 führen. Wie aus Abb.20 zu sehen ist, sind vergleichbare K/Rb-Verhältnisse auch in den Quarzitzgneisen zu beobachten. Diese beiden Gesteinstypen unterscheiden sich damit deutlich von den anderen in den Untertageprofilen untersuchten Metamorphiten (ausgenommen von diesen Betrachtungen sind hier die Ca-reichen Metamorphite, bei denen die Geochemie des Kaliums und des Rubidiums nur von untergeordneter Bedeutung ist sowie die Metabasite), die mit K/Rb-Verhältnissen um 250 dem Durchschnitt für saure Krustengesteine entsprechen.

Da primäre Ursachen für das hohe K/Rb-Verhältnis der Granofelse und Quarzitzgneise unwahrscheinlich sind - granulitoid Gesteine vergleichbarer Zusammensetzung haben K/Rb-Verhältnisse von 150-200 - ,muß die Abreicherung des Rubidiums gegenüber dem Kalium mit dem Metamorphosegeschehen zusammenhängen. Es ist nachgewiesen, daß unter granulitfaziellen Metamorphosebedingungen die Rb-Konzentrationen regional abgereichert werden können (HEIER 1964, LAMBERT & HEIER 1968, WHITNEY 1969, SIGHINOLFI 1971, DRURY 1973, FOWLER 1986). Nachdem in den Granofelsen mit gepanzerten Hypersthen-Relikten auch petrographische Hinweise auf eine granulitfazielle Metamorphose gefunden werden konnten, scheint es gerechtfertigt, die Rb-Abreicherung durch besondere Metamorphoseverhältnisse zu erklären. Die Ursache für die Verarmung des Rb in granulitfaziellen Environments ist vermutlich der Breakdown der Glimmerminerale, deren Funk-

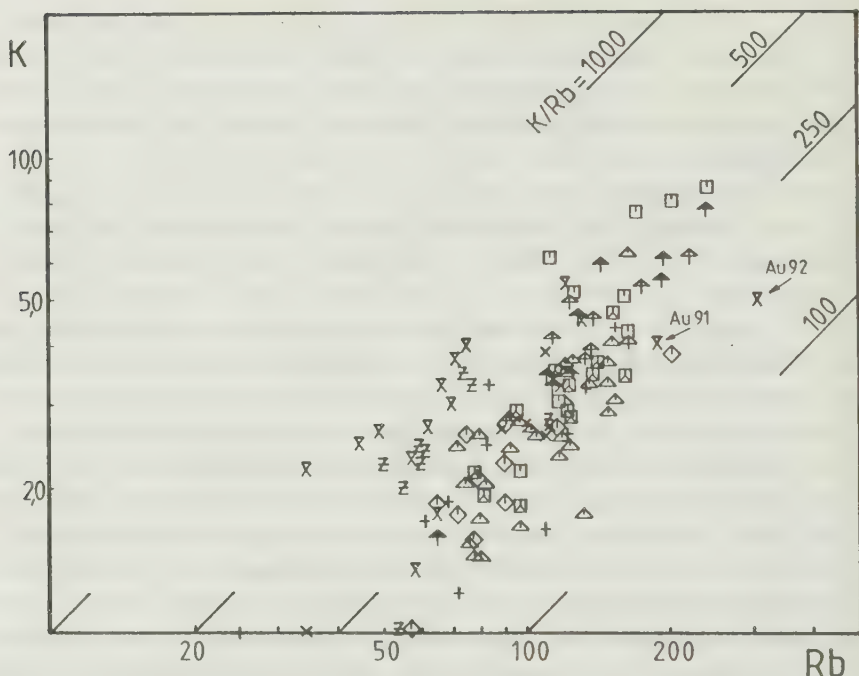


Abb.20: K/Rb - Diagramm (K in Gew.-%, Rb in ppm). Bei den üblichen K-Gehalten (2-3%) zeigt das Gros der Metamorphite K/Rb-Verhältnisse um 250. Deutlich unterscheiden sich davon die Quarzitzgneise und Granofelse mit K/Rb-Verhältnissen um 500.

tion als Rb-Träger bereits mehrfach angesprochen wurde. Retrograde Prozesse scheinen die einmal erniedrigten Rb-Gehalte nicht mehr zu beeinflussen (HEIER & THORESEN 1971).

Die innerhalb der Granofelse auftretenden geringmächtigen Metapelite lassen keine signifikante Rb-Abreicherung erkennen. Das mag eine Bestätigung der Beobachtungen von BARBEY & CUNEY (1982) sein, denenzufolge die Rb-Abreicherung nicht systematisch, sondern sehr unregelmäßig, abhängig von der ursprünglichen Lithologie und Mineralogie sowie spezifischen Gleichgewichtszuständen während der Metamorphose, erfolgt (vgl. auch RUDNICK et al. 1985).

Die Sr- und Ba-Gehalte der Granofelse sind dagegen gegenüber den Durchschnittswerten saurer magmatischer Ge-

steine angereichert. Dementsprechend sind die Rb/Sr- und K/Ba-Verhältnisse meist sehr niedrig. Entsprechende Beobachtungen machte SIGHINOLFI (1971) in granulitfaziellen Gesteinen Brasiliens.

- Geochemie der Granulite des Querschlags 12 und der Aufschlüsse am Aubach

Die in Querschlag 12 im Westen des Grubengebäudes und in den Vorkommen am Aubach auftretenden Granulite unterscheiden sich von den oben beschriebenen Granofelsen deutlich durch höhere SiO_2 - (72->75%) und niedrigere Al_2O_3 -Gehalte (max. 13,84%). Die Fe_2O_3 -, MnO- und MgO-Konzentrationen sind dagegen auch hier gering. Die Gesamt-Alkaligehalte und die Verhältnisse von K_2O und Na_2O zueinander schwanken, lediglich die Granulite vom Aubach (diese mögen als Granulite s.s. betrachtet werden; chemisch entsprechen sie weitgehend den Granuliten vom "Weißstein"-Typ, vgl. WATZNAUER et al. 1971) zeichnen sich durch gegenüber dem Na_2O wesentlich höhere K_2O -Werte aus.

Betrachtet man den Spurenelementchemismus, so fallen auch hier die gemeinhin recht niedrigen Konzentrationen der an Mafite gebundenen Elemente V, Cr, Co und Ni auf, daneben zeigt sich jedoch, daß hier im Gegensatz zu den Granofelsen weder Rubidium verarmt ist, noch Barium oder Strontium wesentlich angereichert sind. Es wird somit deutlich, was bereits bei der Diskussion der Granofelse angesprochen wurde, daß eine granulitfazielle Metamorphose nicht notwendig eine signifikante Abreicherung des Rubidiums hervorrufen muß (BARBEY & CUNEY 1982, RUDNICK et al. 1985).

K/Rb-Verhältnisse von Granuliten des Waldviertels in Niederösterreich (GROHMANN 1965) zeigen, daß auch diese keine wesentliche Veränderung gegenüber dem Durchschnitt saurer krustaler Gesteine erfahren haben.

Als Ausgangsgesteine für die Granulite kommen einerseits saure Vulkanite (SiO_2 -reiche Rhyolithe) oder quarzreiche Klastika in Betracht. Die geringe Mächtigkeit der Granuliteinschaltungen im Querschlag 12, die metasedimentäre Umgebung, der immer wieder anzutreffende Graphit in diesen

Gesteinen sowie die in den Granuliten vom Aubach doch recht hohen V- und Cr-Gehalte weisen eher auf eine paragene Abkunft der Granulite von einem den Edukten der Quarzitgneise (vgl. 3.10) vergleichbaren klastischen Sediment hin. Diese Auffassung vertritt auch SCHARBERT (1964, 1971) bezüglich der Entstehung der Granulite des Waldviertels in Niederösterreich. ZOUBEK (1971) favorisiert dagegen ein orthogenes Ausgangsmaterial für die Granulite der Böhmisches Masse. Für diese Deutung sprechen in den untersuchten Schlifften die gelegentlich zu beobachtenden idiomorphen Zirkone. Möglicherweise handelt es sich auch hier um Derivate ehemals vulkanogen-sedimentärer Abfolgen.

Zusammenfassend zeigen die leukokraten Metamorphite der unterschiedlichen Fundpunkte folgende Charakteristika:

- Die Granulite im Querschlag 12 bilden nur geringmächtige Einschaltungen in einer bunten metasedimentären Umgebung, die allgemein amphibolitfaziell metamorph ist. Anzeichen einer granulitfaziellen Metamorphose sind hier eher selten und auf wenige Hypersthen-Relikte in Metapeliten beschränkt.

Möglicherweise hat in diesen hochgradig amphibolitfaziellen Gesteinen eine geringfügige Steigerung der PT-Bedingungen (möglicherweise verknüpft mit Durchbewegung, vgl. FUCHS 1986) oder eine lokale Veränderung in der Zusammensetzung der Gasphase (Erniedrigung des p_{H_2O} durch CO_2 aus in der Umgebung auftretenden Metakarbonaten?) ausgereicht, um aus Gesteinen günstiger Zusammensetzung Granulite zu bilden. Einzelne kleinere Granulitvorkommen in Niederösterreich werden von FUCHS & SCHARBERT (1979) entsprechend gedeutet.

- Die Granulite der Aufschlüsse am Aubach ähneln chemisch den oben beschriebenen aus dem Querschlag 12. Durch ihre relative Mächtigkeit (Zehnermeterbereich, die exakte Mächtigkeit ist bei den gegebenen Aufschlußverhältnissen nicht festzustellen), ihre Petrologie und auch ihren Chemismus zeigen diese Granulite starke Affinitäten zu denen der

großen Granulitmassive im niederösterreichischen Waldviertel (SCHARBERT 1964), in Böhmen (ZEMAN 1980) und nicht zuletzt auch im sächsischen Granulitgebirge (WATZNAUER et al. 1971).

Die K/Rb-Verhältnisse entsprechen den Durchschnittswerten der sauren Kruste und sind somit durch die granulitfazielle Metamorphose nicht wesentlich verändert worden. Die Granulite treten am Aubach im Hangenden amphibolitfazieller Cordieritgneise auf. RITTER 1951 deutet sie als "konkordant den Serien eingeknetete Scholle".

- Die Granofelse im Überhauen zur 8. Sohle sind vermutlich aus orthogenem Ausgangsmaterial entstanden. Wiewohl dieses Gestein offenbar retrograd wieder in einen amphibolitfaziellen Status zurückversetzt wurde, weisen entsprechende Mineralrelikte und außergewöhnlich hohe K/Rb-Verhältnisse auf eine vorausgegangene granulitfazielle Metamorphose hin, die offenbar mit einer regionalen Abreicherung von Rb verbunden war, und zu einer Erniedrigung der K/Ba- und Sr/Rb-Verhältnisse geführt hat. Ähnlich hohe K/Rb-Verhältnisse der Quarzitgneise (K/Rb 350-450) und deren enge räumliche Verknüpfung mit den Granofelsen deuten darauf hin, daß diese beiden Gesteine demselben granulitfaziellen Metamorphosegeschehen ausgesetzt waren.

Auch diese Abfolgen befinden sich - wie die Granulite am Aubach - in direktem Kontakt mit schwächer metamorphosierten Gesteinen.

Das unmittelbare Nebeneinander von Gesteinen, die untrügliche Anzeichen granulitfazieller Metamorphose zeigen (Hypersthen-Relikte, hohe K/Rb-Verhältnisse), und den bunten, flözführenden metasedimentären Abfolgen, die keine oder nur spärliche Anzeichen granulitfazieller Metamorphose, dagegen alle Kennzeichen amphibolitfazieller Überprägung und Anatexis erkennen lassen, wirft im Falle der mächtigeren Granofelse und Granulite die Frage auf, ob diese unterschiedlichen Ausbildungen hier in einem ursprünglichen "stratigraphischen" Verband vorliegen und lediglich die Metamorphosebedingungen verschiedene waren, oder ob die Gesteine in unterschiedlichen

Krustenstockwerken geprägt wurden (möglicherweise im Zuge zeitlich verschiedener Metamorphoseereignisse) und durch tektonische Prozesse in ihre heutige Position gebracht wurden.

Im ersten Fall könnte am ehesten eine Veränderung der Zusammensetzung der volatilen Phasen - eine entsprechend kleinräumige Variation der Drucke und Temperaturen ist eher unwahrscheinlich - für die beschriebenen Erscheinungen verantwortlich sein. Eine derartige Veränderung des "Metamorphosegrades" alleine durch Zunahme des CO_2 gegenüber H_2O in den fluiden Phasen bei gleichbleibenden PT-Bedingungen beschreiben z.B. LAMB et al. (1986).

Die zweite Möglichkeit, ein durch Deckenüberschiebungen verursachtes tektonisches Nebeneinander granulitfazieller und amphibolitfazieller Abfolgen, ist aufgrund der Beobachtungen auch in anderen Teilen des Moldanubikums zwar viel wahrscheinlicher, müßte aber im Passauer Wald durch eine Analyse der tektonischen Strukturen erst bestätigt werden.

RAJLICH et al. (1986) konnten unlängst durch eine tektonische Bearbeitung der Gesteinsabfolgen bei Česky Krumlov in Südböhmen nachweisen, daß die Granulite des Blansky Les Massives dort mit tektonischem Kontakt auf der Bunten Gruppe von Česky Krumlov liegen, die ihrerseits durch eine Scherzone von der unterlagernden Monotonen Gruppe getrennt ist.

Ähnliche Phänomene - Granulite als Decken mit tektonischem Kontakt über amphibolitfaziell metamorphen Bunten Gruppen - beschreibt ausführlich TOLLMANN (1982) in seinem Szenario einer Deckentektonik, das er für die mitteleuropäischen Varisziden entwirft.

Wiewohl hier die TOLLMANN'sche Konzeption, die auch durchaus umstritten ist (THIELE 1984, FUCHS 1986), nicht gewaltsam auf die Verhältnisse im Graphitbergwerk Kropfmühl übertragen werden soll, so sprechen doch einige Beobachtungen für ein entsprechendes Deckenkonzept. Die starke Kataklyse und Mylonitisation im Bereich des nördlichen Flözes mag ein Hinweis auf eine dort verlaufende Scherzone sein, wie generell die graphitführenden Einheiten sicher bevorzugte Gleitflächen für Deckenüberschiebungen dargestellt haben. Die generelle Südvergenz der Faltenstrukturen im Passauer Wald

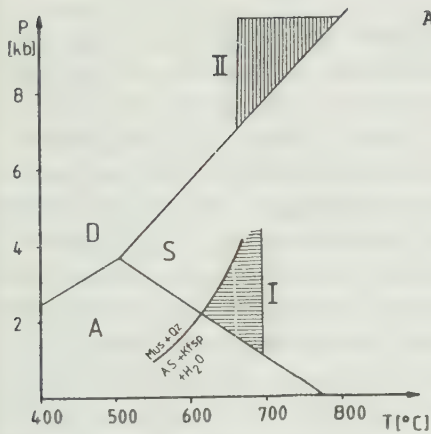


Abb.21: PT-Diagramm. ($AS=Al_2SiO_5$ Stabilitätsfelder nach HOLDAWAY 1971)
I=Feld der Sillimanitgneise. $P_{tot.}$ ist hier gleich P_{H_2O} , daher kann die Bildung der Granulite nicht dargestellt werden. Bei $P_{H_2O} < P_{tot.}$ können Granofelse und Granulite unter PT-Bedingungen von Feld I entstehen.
II=Mitteldruckbereich, unter diesen PT-Bedingungen sind möglicherweise die Granulite am Aubach (Disthen nach RITTER) entstanden.

deutet auf einen möglichen Deckenschub von Norden hin.

Die von RITTER (1951) beschriebenen Disthene in den Granuliten der Aufschlüsse am Aubach weisen auf eine Prägung dieser Gesteine unter höheren Drücken (vgl. Abb.21) hin, und somit auf eine mögliche allochthone Position über den "low pressure"-Metamorphiten in ihrer Umgebung (vgl. auch 7.).

In keiner Weise kann in den bearbeiteten Aufschlüssen die Anschauung von ZOUBEK (1971) bestätigt werden, demzufolge die Granulite das stratigraphisch Liegende der Bunten Gruppe im Passauer Wald repräsentieren.

3.12 Ca-reiche Metamorphite

Kalksilikatgesteine und Marmore treten in ihrer Verbreitung gegenüber den im Vorhergehenden beschriebenen Ca-armen Metapeliten und -psammiten stark zurück. Als geringermächtige (Meter- bis Zehnermeter-Bereich) Einschaltungen sind sie in diesen aber stets gegenwärtig und somit charakteristischer Bestandteil der Kropfmühl-Serie. Im folgenden werden die unterschiedlichen Varietäten dieser Gesteine einzeln beschrieben. Ihr Chemismus wird anschließend in einem zusammenfassenden Abschnitt (3.12.7) diskutiert.

3.12.1 Erlane

Eine häufig anzutreffende Varietät kalksilikatischer Gesteine im Passauer Wald sind massige, graugrün bis seidig hellgrün glänzende, im wesentlichen aus Diopsid und Plagioklas zusammengesetzte Erlane. Diese finden sich als konkordante Einschaltungen in den metasedimentären Abfolgen sowie in stärker anatektischen Environments als Schollen unterschiedlicher Dimensionen (cm- bis m-Bereich) in homophanen diatektischen Tonaliten und Granodioriten. Auf tektonische Beanspruchung reagieren die Erlane kompetent, so erscheinen sie oft brekziös, durchtränkt von aploiden und pegmatoiden Metatekten sowie als Bestandteile von oder zusammen mit "Syenitpegmatiten" (vgl. 3.8). Nicht selten beobachtet man in den Grubenaufschlüssen typisch agmatische Strukturen, wobei sich die einzelnen brekziösen Erlan-Schollen wie die Teile eines Puzzles zusammenfügen lassen. Gegen helle Metatekte bilden die Erlane oft einen dunklen Hornblende-Saum aus.

Äquivalente Gesteine beschreiben SCHREYER (1962) aus der Umgebung von Vilshofen und MATTHES & HABENICHT (1959) aus dem Regensburger Wald.

U.d.M. zeigen die Erlane regellose, heteroklastische Gefüge.

Farbloser, diopsidischer Klinopyroxen erscheint in Gestalt teils rundlicher, teils langgestreckter, mitunter unregelmäßig begrenzter, xenomorpher, hypidiomorpher und auch idiomorpher Körner, die bis zu mehreren mm groß sein können. Auffallend ist die oft starke Kataklase der Pyroxene, die sich in mannigfacher Zerlegung und Aufarbeitung ausdrückt. Fast immer zeigen die Körner eine Zwillingslamellierung mit (100) als Zwillungsebene - eine durch Deformation induzierte Verzwillingung, wie RALEIGH & TALBOT (1967) im Experiment nachwiesen. Als Einschlüsse finden sich in den Pyroxenen Graphit und Apatit. Randlich erscheint oft ein Saum faseriger bis stengeliger uralitischer Hornblende. Auch im Inneren der Pyroxenkristalle finden sich oft kleine leisten- oder schuppenförmige Hornblende-Neubildungen, die dann oft eine gleiche optische Orientierung aufweisen. Plagioklase treten

als xenomorphe Individuen in den Kornverband. Gelegentlich schließen sie sich zu größeren Aggregaten zusammen, häufiger liegen sie jedoch als isolierte Körner zwischen Pyroxen-Kristallen. Auch sie sind stark ungleichkörnig und kataklas-tisch mit oft stark undulöser Auslöschung und verbogenen oder versetzten Zwillingslamellen. Im Inneren und in der Umgebung der Plagioklase tritt oft Calcit auf (Entmischung der Ca-Komponente?), gelegentlich auch Klinozoisit. Nach dem Anorthitgehalt handelt es sich um Labradore mit 50-60% An-Komponente. Daneben können auch Andesine vorkommen, die offenbar jüngere Bildungen sind, da sie von der Kataklase nur in weit geringerem Maß betroffen sind. Farblose, grammatitische Hornblende scheint sich immer retrograd aus Pyroxenen zu bilden und kann dann auch größere, zusammenhängende Gewächse bilden, in denen reliktsche Pyroxene schwimmen.

Pyroxen, Plagioklas und retrograde Hornblende sind die wesentlichen Bestandteile der Erlane, dazu treten in wechselnden Quantitäten Biotit, der in Gestalt oft stark geknickter und verbogener, faseriger Aggregate erscheint, die oft vollständig chloritisiert sind, sowie Quarz und Calcit.

Akzessorisch erscheinen Apatit, Titanit und Graphit. Magnetkies ist in den Kalksilikatgesteinen verbreitet und kann stärkere Vererzungen bilden. Im Auflichtmikroskop können dann zusätzlich idiomorphe, kubische Pyrit-Kristalle beobachtet werden, die sich sekundär aus Magnetkies bilden, sowie Kupferkies, der unregelmäßig rund oder ovale Vererzungen in oder zusammen mit Magnetkies bildet. Eine detaillierte Beschreibung der Erzminerale in Kalksilikatgesteinen des Bayerischen Waldes findet sich bei SARWARY (1969).

Die Erlane sind, wie bereits oben angesprochen, oft dicht von jüngeren aploiden und pegmatoiden Mobilisaten durchädert, die oft auch isolierte Pyroxen-Kristalle oder Aggregate von Pyroxen-Körnern aus den Erlanen in sich aufnehmen. Steigt dann der Kalifeldspatgehalt, so entstehen "syenitpegmatitische" Gesteine (vgl. 3.8), wie sie auch von MATTHES & HABENICHT (1959, S.50) aus der Umgebung der Pyroxengneismylonite - es sind dies den Erlanen äquivalente Gesteine - beschrieben und als im weitesten Sinn anatektisch

interpretiert wurden (op.cit.,S.66).

Hervorgegangen sind die Erlane - wie auch der Chemismus (vgl. 3.12.7) zeigt - aus kalkig-mergeligen Sedimenten.

3.12.2 Silikatmarmore

Metakarbonatgesteine sind in der Kropfmühl-Serie häufig anzutreffen, zusammen mit Graphitgesteinen, Amphiboliten und auch Quarziten bilden sie regelrechte Leitgesteine für die Bunten Gruppen des Moldanubikums. Zwischen Silikatmarmoren s.s. und skarnoiden Wollastonit-, Grossular- und Diopsid-führenden Kalksilikatgesteinen (vgl. 3.12.4) bestehen kontinuierliche Übergänge.

Als Kriterium für die Eingliederung einer Probe in die Gruppe der Silikatmarmore wurde hier das Vorhandensein einer calcitischen Matrix verwendet, wiewohl der modale Calcitgehalt nicht immer notwendigerweise 50Vol-% erreicht oder überschreitet, wie es gemäß den Nomenklaturgepflogenheiten (WINKLER 1979) erforderlich wäre.

Obertägig sind Silikatmarmore - sieht man von künstlichen Aufschlüssen z.B. an der Donauleite ab - aufgrund tiefgreifender Verwitterung und Verkarstung nur äußerst selten anzutreffen. In den Untertageaufschlüssen erscheinen sie als massige Gesteine mit oft schmutziggrauen Farben, die häufig von Graphit- und/oder Phlogopit-Schuppen durchstäubt sind.

Im westlichen Querschlag 12 (Abb.4) erreichen Silikatmarmore Mächtigkeiten von mehreren Zehnermetern, bei oft starker silikatischer "Verunreinigung" und zahlreichen Einschaltungen von Metabasit-Schollen. Ein einige Meter mächtiges Marmor-Band begleitet das Südflöz im Liegenden. Im nördlichen Flöz werden diese Marmore offenbar von Kalksilikatfelsen vertreten.

Erschwerend für eine Beurteilung der Beziehung der Marmore zu den Gesteinen ihrer Umgebung wirkt sich deren starke Inkompetenz und somit plastisches Verhalten bei tektonischer Belastung aus. So sind die Marmore nicht immer streng konkordant in die metasedimentären Abfolgen eingeschaltet, sondern können - insbesondere im Bereich von Faltenscheiteln - auch

diskordant in die kompetenteren Nebengesteine hineingreifen. In den Diatexiten wie auch den Granofelsen kommen Marmore als unregelmäßige Schlieren vor, die oft von einem zarten Diopsid-Saum randlich begrenzt sind.

U.d.M. offenbaren die Silikatmarmore eine granoblastische Calcit-Matrix, in die die anderen Mineralkörner lose eingestreut sind. Die Calcit-Kristalle werden z.T. mehrere mm groß und zeigen die üblichen Deformationszwillinge mit oft stark verbogenen oder gewellten Zwillingslamellen. An Scherflächen sind die Calcite zu einem feinkörnigen Granulat zerrieben.

	116	310	408	Tab.10: Modalanalysen von Silikatmarmoren.
Cc	89,8	74,0	88,6	
Di/Gram	4,4	6,6	8,4	
Phl	3,9	0,0	0,0	
Qz/Fsp	0,4	16,0	2,0	
Erz	1,2	3,1	0,9	
Tit	0,3	0,3	0,1	

In die calcitische Grundmasse können folgende Minerale eingesprengt sein:

- Diopsidischer Klinopyroxen erscheint in Form hypidiomorpher bis xenomorpher Kristalle. Die oft entwickelte Zwillingslamellierung kann in stärker kataklastischen Individuen an groben Rissen versetzt sein.
- Olivin tritt gegenüber Diopsid stark zurück. Die meist runden Körner zeigen unregelmäßige, grobe Spaltrisse.
- Grammatitische Hornblende entsteht retrograd aus Diopsid. Gelegentlich erscheinen auch langgestreckte, idiomorphe Grammatite in der calcitischen Grundmasse.
- Quarz liegt in Form runder und ovaler Körner vor. In den eher skarnoiden Varietäten (vgl. 3.12.4) ist Quarz oft eng

mit Wollastonit vergesellschaftet.

- Lappige oder amöboide Plagioklase ($An \pm 30\%$) sind in den Marmoren oft zu beobachten. Gelegentlich zeigen sich im Inneren der Plagioklase fleckige Antiperthite.
- Die Plagioklase werden mitunter von Skapolith ersetzt, dessen Doppelbrechung ($\Delta = 0,010-0,020$) auf einen Dipyr hinweist und somit auf eine relativ Na-reiche Varietät des Skapoliths, wie es aufgrund der hohen Albit-Gehalte der Plagioklase auch zu erwarten ist.
- Kalifeldspat erscheint meist als Mikroklin mit polysynthetischer Verzwillingung.
- Phlogopit ist farblos bis schwach ockerbraun gefärbt. Die schmalen Leisten sind ebenso wie der
- Graphit, der die Marmore in unterschiedlicher Dichte durchstäubt, parallel eingeregelt. Beide verleihen somit dem Gestein eine straffe Paralleltexur.
- Titanit zeigt meist idiomorphe Umrisse mit der typischen Briefkuvert-Form.
- Verbreitet sind feine Magnetkiesvererzungen.

In den stärker kalksilikatischen Varietäten der Silikatmarmore treten zu den bereits aufgelisteten Mineralen noch Grossular, der oft unregelmäßig lappige Aggregate bildet, Wollastonit und Klinozoisit (vgl. 3.12.4).

3.12.3 Mg-reiche Silikatmarmore (Ophicalcite)

Die bekanntesten metakarbonatischen Gesteine des Passauer Waldes sind die Ophicalcite, die in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts in der Fachwelt für Aufsehen sorgten, nachdem GUMBEL (1866) in Ophicalciten vom Steinhag bei

Obernzell Fossilien gefunden zu haben glaubte. Das berühmte "Eozoon bavaricum" entpuppte sich später jedoch als rein anorganisches, durch die Serpentinisierung von Olivinen entstandenes Gebilde.

"Opicalcit" bezeichnet ein Gestein aus Calcit und Serpentin bzw. Olivin und trifft somit für einen Teil der hier besprochenen Gesteine zu. V.GUTTENBERG (1974) beschreibt Mg-reiche Silikatmarmore als "Dolomitmarmore", eine Bezeichnung, die zwar bezüglich der Genese der Gesteine (Metamorphose kieseliger Dolomite) zutreffen mag, für die hier beschriebenen Gesteine aber nicht geeignet ist, da in ihnen aufgrund quantitativer Umsetzung zu Kalksilikatmineralen oft kein Dolomit mehr anzutreffen ist.

Ich verwende hier den Begriff "Mg-reiche Silikatmarmore", der sich freilich eher auf den Gesteinschemismus bezieht (vgl.3.12.7), aber allen Varietäten gerecht wird.

Mg-reiche Silikatmarmore sind generell seltener und von geringerer Mächtigkeit als die im Vorhergehenden beschriebenen Silikatmarmore s.s.. Die Gesteine sind grobkörnig und bunt gesprenkelt, was durch grüne Olivin- und honiggelbe bis braune Klinohumit-Einsprenglinge verursacht wird.

U.d.M. zeigt sich eine granoblastische Matrix aus Karbonatmineralen, in die die anderen Minerale meist regellos eingesprengt sind. Durch Anfärben der Schlitze mit Alizarin S lassen sich in der Grundmasse Calcit und Dolomit unterscheiden. Generell ist grobkörniger Calcit ungemein häufiger als Dolomit (vgl. Tab.11), der sich in Gestalt kleiner, xenomorpher, runder und ovaler Körnchen frei in calcitischer Umgebung oder mitunter gehäuft an Kornrändern der eingestreuten Silikate und Oxide findet.

Generell sind die Mg-reichen Marmore bezüglich der eingesprengten Mineralphasen recht eintönig, es treten lediglich Olivin, Klinohumit, Spinell und Graphit auf. Als retrograde Bildungen sind Serpentinminerale und Klinochlor zu beobachten.

Olivin ist optisch positiv mit $2V_z=80-85^\circ$ und gibt sich damit als Forsterit zu erkennen. Die Körner zeigen runde, ovale und z.T. auch unregelmäßig lappige oder atollartige

Kornformen. Der Durchmesser beträgt max. 4mm. Die Serpentinisierung der Olivine setzt vom Rand her oder ausgehend von den groben Spaltrissen, die die Körner durchsetzen, ein. Oft sehr eng mit Forsteriten vergesellschaftet ist Klinohumit. Dieser unterscheidet sich von den Olivinen durch seinen Pleochroismus (X=Y=goldgelb, Z=farblos) und die gelegentlich zu beobachtende lamellare Verzwillingung mit (001) als Zwillungsebene. Auch der Klinohumit wird von groben Spaltrissen durchzogen und kann wie der Forsterit serpentinisieren. Aus der Anschauung im Schliff und der modalen Verteilung der

	167	510	516	Tab.11: Modalanalysen Mg-reicher Silikatmarmore.
Cc	63,0	60,3	70,8	
Do	4,4	12,3	0,0	
Fo	6,0	27,2	22,2	
Kh	22,9	0,0	4,8	
Sp	3,3	0,0	0,6	
Phl	0,0	0,0	1,0	
Erz	0,4	0,2	0,6	

beiden Minerale entsteht der Eindruck, daß sie sich gegenseitig vertreten können. Der Serpentin ist ein schuppiger Antigorit, der sich von Kornrändern und Spaltrissen aus in die Forsterite und Klinohumite vorarbeitet. Manchmal sind diese dann vollständig von schuppigen Antigorit-Paketen ersetzt. Farbloser, isotroper Spinell bildet hypidiomorphe bis idiomorphe Körner bis 1mm Größe, die oft von Klinochlor angegriffen und verdrängt werden. Die Spinelle schwimmen z.T. frei in der karbonatischen Matrix, z.T. sind mehrere Kristalle in Nestern aggregiert, daneben finden sich Spinelle häufig eingeschlossen in Klinohumit.

In einzelnen Schliffen tritt zusätzlich farbloser Phlogopit auf, der dann meist subparallel eingeregelt ist. In Zonen stärkerer tektonischer Durchbewegung sind die riemenförmigen Phlogopite verbogen oder bilden kink bands.

Graphit ist in den Mg-reichen Silikatmarmoren stets

vorhanden, ebenso **Magnetkies**, der mitunter, wie in den anderen Kalksilikatgesteinen auch, zu stärkeren Vererzungen Anlaß geben kann.

3.12.4 Skarnoide Kalksilikatfelse

Zusammen mit Silikatmarmoren erscheint zuweilen ein inhomogenes, teils massiges, teils undeutlich gebändertes Gestein, das frisch angeschossen durch zartrosa bis braunrote Farben und grüne Sprenkelung auffällt. Die Mächtigkeiten sind unterschiedlich (cm- bis m-Bereich). In unmittelbarer Nachbarschaft treten immer Aploide, Pegmatoide oder "Syenitpegmatite" auf, mit denen das Gestein auch innig vermennt sein kann.

Das Mineralspektrum dieser kalksilikatischen Gesteine umfaßt charakteristische Bildungen der Kalkskarne wie Grossular, Wollastonit und Klinopyroxen, die hier, wie die Anschauung in den Untertageaufschlüssen lehrt, regionalmetamorphen Ursprungs sind, wie es auch andernorts beobachtet wurde (MISCH 1964, TROMMSDORF 1968, RUMBLE et al. 1982, ZAYDAN & SCHARBERT 1983). Offen bleibt die Frage, ob zur Bildung dieser Gesteine und der typischen Skarnminerale wesentliche Stoffverschiebungen vonnöten waren (mit Ausnahme der fluiden Phasen), wie es bei Skarnen s.s. der Fall ist, oder ob es sich um isocheme Bildungen handelt, d.h. metamorphe Produkte eines entsprechenden Ausgangsgesteins. Auf diese Problematik wird in 3.12.7 noch eingegangen werden.

U.d.M. fällt eine starke Inhomogenität der Gesteine mit oft ausgeprägter Zonierung der Mineralvergesellschaftungen auf. Immer sind diese Kalksilikatgesteine stark heteroblastisch.

Generell lassen sich eher karbonatische Varietäten, die den Silikatmarmoren nahestehen und oft reichlich Calcit führen, von mehr silikatischen, quarzreichen Varietäten unterscheiden.

Calcit bildet bisweilen eine granoblastische Matrix analog den Silikatmarmoren. Bei den silikatischeren Varietäten dagegen sind xenomorphe Calcite lose in den Kornverband

eingestreut. Oft wird Calcit von Grossular eingeschlossen. Quarz findet sich in calcitischer Umgebung oft eng assoziiert mit Wollastonit, andernorts bildet ein feinkörniges Quarz-Granulat flächige Kornverbände, in die die anderen Minerale eingestreut sind. Mitunter treten auch nahezu monomineralische Quarzbänder mit nur wenigen, oft stark korrodierten, Klinopyroxen-Einsprenglingen auf. Farbloser Grossular zeigt meist stark anomale Doppelbrechung und bildet oft großflächige, unregelmäßige, poikiloblastische Gewächse, die alle anderen Minerale einschließen können. Meist ist er xenomorph, seltener hypidiomorph und lediglich in karbonatischer Umgebung gelingt es dem Grossular bisweilen, seine Eigengestalt durchzusetzen. Die Körner sind oft stark kataklastisch, offene Fugen können durch Quarz oder Calcit verheilt sein. Als Einschlüsse erscheinen Calcit, Quarz und Diopsid. Mit Klinozoisit ist der Grossular oft innig verwachsen. Wollastonit, dessen enge Beziehung zu Quarz bereits erwähnt wurde, tritt in Form schmaler Leisten oder auch breiterer Bretter auf, die sich lokal zu sperrigen Aggregaten zusammenschließen können. Generell sind die Bereiche, in denen die Voraussetzung zur Wollastonit-Bildung gegeben waren, sehr begrenzt, in anderen Arealen desselben Schliffes finden sich dann Quarz und Calcit (durch Reaktion dieser beiden Minerale entsteht der Wollastonit, vgl. 3.12.6) stabil nebeneinander. Diopsidischer Klinopyroxen ist steter Gemeingteil dieser Kalksilikategesteine. Die runden und ovalen, z.T. auch sehr unregelmäßig begrenzten Individuen sind von sehr unterschiedlichem Durchmesser (bis max. 2mm). Die Körner zeigen oft lamellare Verzwillingung und sind z.T. stark kataklastisch. Plagioklas ist eher selten und dann meist stark durch Saussuritisierung getrübt. Häufig sind die Körner vollständig in Klinozoisit umgewandelt. Selten und sehr lokal kann Plagioklas auch durch Skapolith ersetzt werden. Die sekundäre Alteration der Plagioklasen ist oft so fortgeschritten, daß eine Abschätzung der An-Gehalte durch Messung der Auslöschungsschiefe nicht mehr möglich ist. Aus dem Chemismus der Gesteine und den in ihrer Umgebung auftretenden Mineralvergesellschaftungen darf jedoch geschlossen werden, daß es sich um sehr An-reiche Vertreter

der Plagioklase handelt. Klinozoisit mit immer stark anomalen, tintenblauen und gelblichblauen Interferenzfarben ist in den Gesteinen verbreitet. Seine Entstehung scheint er in aller Regel der oben beschriebenen Alteration An-reicher Plagioklase zu verdanken. Wirre Klinozoisit-Aggregate können sich zu größeren Kornverbänden zusammenschließen.

Akzessorisch treten in den Gesteinen Titanit, Apatit, Graphit und Magnetkies auf.

Für die von JUNG & HÖLL (1982) beschriebenen Scheelitfunde im Graphitbergwerk Kropfmühl wären diese Gesteine ein geeigneter Träger. Selbst durchgeführte Untersuchungen von Handstücken mittels UV-Lampe ergaben allerdings weder in diesen Gesteinen, noch in anderen Ca-reichen Metamorphiten Hinweise auf stärkere Scheelitvererzungen.

3.12.5 Graphitführende Kalksilikatgneise

Wie aus den vorhergehenden Ausführungen zu entnehmen ist, ist Graphit in den Ca-reichen Metamorphiten ein nie fehlender akzessorischer Gemengteil. Lokal sind die Graphitvererzungen stärker. Biotit tritt zu diopsidischen Klinopyroxenen als wesentlicher Bestandteil mit in den Kornverband, es entwickeln sich parallele Gefüge und so entsteht ein kalksilikatischer Gneis, der aufgrund seines Mineralbestandes als Graphit-Biotit-Pyroxen-Gneis bezeichnet werden kann. Diese Gesteine ähneln den in 3.12.1 beschriebenen Erlanen, mit denen sie durch mannigfache Übergänge verbunden sind, andererseits ist die Beziehung zu graphitführenden Metapeliten evident.

Der Mineralinhalt setzt sich im wesentlichen aus farblosem, diopsidischen Klinopyroxen, der, insbesondere in stärker kataklastischen und mylonitischen Bereichen, stark uralitisiert sein kann, Biotit und Plagioklas (An 20-30%) zusammen. Dazu treten in unterschiedlichen Quantitäten Quarz, Kalifeldspat und Erz, insbesondere Graphit und Magnetkies. Akzessorisch erscheinen runde und ovale Zirkone, Apatit und Titanit.

3.12.6 Zur Metamorphose der Marmore und skarnoiden Kalksilikatfelse

Eine Untersuchung ähnlicher Gesteine an der Donauleite mit ausführlicher Rekonstruktion des Metamorphoseverlaufes findet sich bei V.GUTTENBERG (1974). Im folgenden soll vorrangig auf Wollastonit-führende Paragenesen eingegangen werden, da diese in den Aufschlüssen an der Donauleite nicht beobachtet werden konnten.

Die stabilen Paragenesen während der höchstgradigen Metamorphose der untersuchten Gesteine waren:

- für die Silikatmarmore:



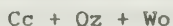
retrograd entstanden Grammatit und Klinozoisit;

- für die Mg-reichen Silikatmarmore:



retrograd entstanden Serpentin und Klinochlor;

- für die skarnoiden Kalksilikatfelse:



retrograd entstand Klinozoisit.

Ausführliche Arbeiten über Mineralreaktionen im System CaO-MgO-SiO_2 ($+\text{H}_2\text{O/CO}_2$) und $\text{CaO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ ($+\text{H}_2\text{O/CO}_2$) finden sich bei METZ (1970,1976), METZ & TROMMSDORF (1968), KASE & METZ (1980) und STORRE (1970), einen Überblick gibt WINKLER (1979).

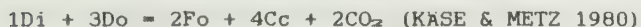
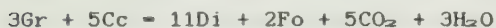
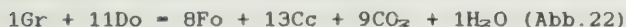
Folgende wichtige Reaktionen können bei der Bildung der oben aufgelisteten Paragenesen beteiligt gewesen sein:

- In den Silikatmarmoren und Kalksilikatfelsen die Umsetzung von Ca/Mg-Karbonaten über Grammatit zu Diopsid (METZ 1970):

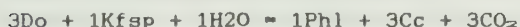


- Die Forsterit-Bildung bei den Mg-reichen Silikatmarmoren

vollzieht sich in Qz-armen (<20Vol-%) metamorphen Dolomiten gemäß den Reaktionen (METZ 1976):



- Der häufig zu beobachtende Phlogopit mag nach folgender Reaktion gebildet worden sein:

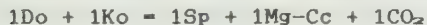


Dieses Mineral beinhaltet somit die (geringen) Kaliumgehalte der Silikatmarmore (Beimengung illitischer Tonminerale am karbonatischen Sediment?).

- Im Spinell der Mg-reichen Silikatmarmore sind die Al_2O_3 -Gehalte dieses Gesteines enthalten, soweit sie nicht in Phlogopiten untergebracht sind. Spinell kann durch Reaktion von Chlorit mit Dolomit entstehen:

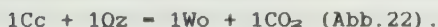


Eine andere Reaktion beschreiben NITSCH et al. (1985):



- In den skarnoiden Kalksilikatfelsen sind vor allem die Mineralparagenesen mit Grossular und Wollastonit von Interesse.

Wollastonit entsteht durch die Reaktion:



Diese Beziehung kann im Schliff gut beobachtet werden, wo dann von Calcit umgebene Quarzkörner von einzelnen Wollastonit-Leisten durchsetzt werden. Oft ist die Reaktion nicht vollständig abgelaufen und es liegt die Paragenese Cc + Wo + Qz vor.

- Für die Entstehung von Grossular können verschiedene Reaktionen verantwortlich sein (STORRE 1970, GORDON & GREENWOOD 1971), wobei die An- oder Abwesenheit von Quarz eine bedeutende Rolle spielt. Generell gilt, daß Grossular in einem weiten Temperaturbereich stabil ist, jedoch in aller Regel nur bei geringen CO_2 -Anteilen der Gasphase. In den bearbei-

teten Schlifflen ist die Paragenese Gr + Plag/Klinozoisit + Qz oft zu beobachten, was auf folgende Reaktion hindeutet:
 $2Cc + An + Qz = Gr + CO_2$ (Abb.22).

In Abb.22 sind einige der hier angesprochenen Reaktionen in einem isobaren T/XCO₂-Diagramm dargestellt. Das Diagramm verdeutlicht, daß eine Wollastonit-Bildung bei hohem XCO₂ zu stark überhöhten Temperaturen führen würde. Entsprechend ist Quarz neben Calcit in den Silikatmarmoren, die hohe CO₂-Drucke erwarten lassen, was auch durch Minerale wie Skapolith unterstrichen wird, der nur bei hohen CO₂-Drucken stabil ist, durchaus stabil. Wollastonit-Bildung konnte nur sehr lokal in

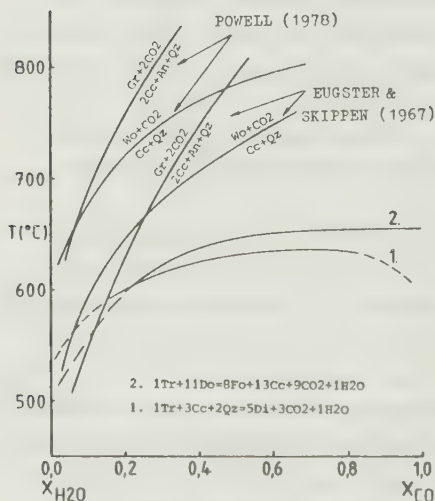


Abb.22: Isobares (pf=4kb) T/XCO₂ - Diagramm. XCO₂ ist der Molenbruch von CO₂ in der Gasphase. Eingezeichnet sind die Gleichgewichtskurven für einige Reaktionen, die zur Bildung von Diopsid, Forsterit, Wollastonit und Grossular führen können (erweitert nach ZAYDAN & SCHARBERT 1983).

schmalen Marmor-Bändchen innerhalb pegmatoider Gesteine und an den Kontakten der Silikatmarmore zu Pegmatoiden, Apliden und "Syenitpegmatiten" einsetzen, wo offenbar eine starke Verdünnung des XCO₂ durch H₂O-reiche Gasphasen stattgefunden hat. Im Bereich dieser niedrigen CO₂-Drucke konnte sich auch Grossular bilden. Die enge Nachbarschaft dieser beiden Minerale in den skarnoiden Kalksilikatfelsen läßt den Schluß zu, daß beide Minerale unter gleichen XCO₂-Bedingungen gebildet wurden. Betrachtet man die Reaktionsverläufe in Abb.22, so ergeben sich (bei einem p tot. von 4kb, höhere

Drucke würden die Reaktionen in höhere Temperaturbereiche verschieben und andersherum) Temperaturen um 650°C und - je nach Bearbeiter - unterschiedliche X_{CO_2} -Werte von ca. 0,25 nach EUGSTER & SKIPPEN (1967) oder 0,1 nach POWELL (1978).

In den Untertageaufschlüssen fällt auf, daß Wollastonit- und Grossular-Bildung nur an Kontakten von Marmoren zu Pegmatoiden und verwandten metatektischen Bildungen, nicht aber in Marmor-Einschaltungen innerhalb von Gneisen oder auch Granofelsen (vgl. 3.11) einsetzt. Hier waren die jeweiligen Systeme offensichtlich bezüglich CO_2 und H_2O soweit geschlossen, daß kein wesentlicher Austausch stattfinden konnte. Eher weisen schmale Diopsid-Säume auf eine gewisse Diffusion von SiO_2 von den Nebengesteinen in die Marmore hin. Ein Austausch der Gasphasen war offenbar nur an Kontakten mit metatektischen Mobilisaten möglich, die offenbar hohe Anteile flüchtiger Phasen mit sich führten, was ohnehin die Bildung dieser leukokraten Teilschmelzen wesentlich gefördert haben dürfte.

Es sei abschließend angemerkt, daß es sich im Vorhergehenden um eher rudimentäre Anmerkungen zur Metamorphose der Metakarbonate handelt, auf die jedoch nicht verzichtet werden sollte, da es gerade die Paragenesen der Ca-reichen Gesteine erlauben, mit vergleichsweise geringem Aufwand eine Eingrenzung der Metamorphosebedingungen zu erreichen. Daß es sich letztlich nur um grobe Annäherungen handeln kann, wird allein dadurch klar, daß sich die Betrachtungen ausschließlich auf die Systeme $CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$ und $CaO-MgO-SiO_2-CO_2-H_2O$ beschränken, der Einfluß anderer Komponenten, z.B. FeO (FeO vertritt oft einen Teil des Magnesiums in Dolomiten), die sicher die Gleichgewichte beeinflussen (vgl. z.B. HUCKENHOLZ et al. 1981), aber hier völlig vernachlässigt wird.

3.12.7 Geochemie der Ca-reichen Metamorphite

Die Ca-reichen Metamorphite - ausgeklammert sind hier die Metabasite, die in 3.13 separat behandelt werden - stellen eine Gesteinsgruppe hoher chemischer Variabilität dar. Wie aus dem Simonen-Diagramm (Abb.7) zu ersehen ist, vertreten in dieser Gruppe die Silikatmarmore und die Mg-reichen

Silikatmarmore zwei unterschiedliche Gesteine "extremer" chemischer Zusammensetzung, während die Erlane und skarnoiden Kalksilikatgesteine eher den Eindruck komplex zusammengesetzter Metasedimente machen, mit einerseits karbonatischen, andererseits tonig-sandigen Komponenten.

Die Erlane zeichnen sich durch MgO-Gehalte zwischen 2 und 14% und CaO-Gehalte zwischen 9 und 24% aus. Die bisweilen ungewöhnlich hohen Alkali-Konzentrationen sind auf die oft zu beobachtende Durchädung der Gesteine mit aploiden und pegmatoiden Metatekten zurückzuführen, die bei der Aufbereitung der Proben für die chemische Analyse nicht immer vollständig abgetrennt werden konnten. Hohe K_2O -Gehalte weisen so eher auf eine "syenitpegmatitische" Imprägnation der Gesteine hin als auf primär hohe K_2O -Gehalte.

Die Erlane können bezüglich des Chemismus ihrer Haupt- und Nebenelemente Metabasiten (vgl. 3.13) ähneln, jedoch schließen die niedrigen TiO_2 -, V-, Cr- und Ni-Konzentrationen eine magmatogene Abkunft dieser Gesteine aus. Als Edukte der Erlane kommen vielmehr Sedimente mit karbonatischen, pelitischen und psammitischen Anteilen in Frage. Das ursprüngliche Karbonat- CO_2 ist, wie die Analysen zeigen, im Zuge von Dekarbonatisationsprozessen während der Metamorphose (Bildung der Diopside, vgl. 3.12.6) großteils oder vollständig abgeführt worden. Insofern entspricht der Chemismus der Erlane natürlich nicht mehr dem des sedimentären Ausgangsmaterials. Im Simonen-Diagramm, wie auch im (Niggli)al-alk/c-Diagramm (Abb. 23) liegen die Probenpunkte der Erlane zwischen denen der Mg-reichen Silikatmarmore (Ophicalcite) und dem Feld der pelitisch-psammitischen Metasedimente. Als Ausgangsmaterial ergeben sich also auch hier sandig-mergelige Sedimente, deren Aragonit/Calcit-Anteil im Zuge diagenetischer Prozesse z.T. in Dolomit überführt wurde. Daß die Sedimentation zumindest teilweise unter reduzierenden Bedingungen stattgefunden hat, wird durch die mitunter zu beobachtende stärkere Graphitführung deutlich.

Der Spurenelementchemismus zeigt allgemein niedrige Konzentrationen für V, Cr, Co, und Ni. Zink ist gegenüber den

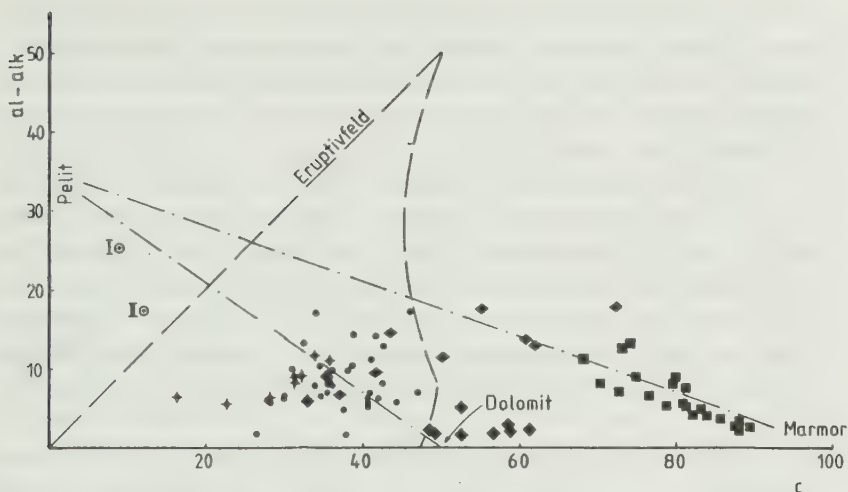


Abb.23: (Niggli-) al-alk/c - Diagramm. Eingezeichnet sind die Ca-reichen Metamorphite. I-Tonschiefer (WEDEPOHL 1971), II-Grauwacke (PETTIJOHN 1963). Die Darstellung zeigt, daß der Chemismus dieser Gesteine durch Mischung pelitisch/psammitischer und kalkig/dolomitischer Sedimentanteile erklärt werden kann.

pelitisch-psammitischen Metasedimenten etwas angereichert, was damit zusammenhängt, daß Zn^{2+} das Mg^{2+} und Ca^{2+} im Gitter von Karbonatmineralen substituieren kann. Gleiches gilt für Pb^{2+} , das sehr wechselhafte Gehalte in den Erlanen aufweist. Bezüglich des Sr verhalten sich die Erlane ähnlich wie die Mg-reichen Silikatmarmore, worauf in Abschnitt 3.12.8 noch näher eingegangen wird.

Einzelne Proben mit starken Magnetkiesvererzungen zeigen sehr hohe Gehalte an Ni, Cu, Zn und Pb. Ob diese Anreicherungen primär (syndementär) sind oder durch metasomatische Umverteilungen verursacht, darauf soll hier nicht weiter eingegangen werden. Das unregelmäßig-fleckige Erscheinen der Magnetkiesvererzungen macht jedoch wahrscheinlich, daß zumindest eine interne Umverteilung der Sulfiderze innerhalb der Metakarbonate stattgefunden hat.

Die Mg-reichen Silikatmarmore, deren Chemismus auch große Schwankungen aufweist, zeigen MgO-Gehalte von 10-15% und CaO-Werte zwischen 14 und 38%. Entsprechend ihren hohen modalen Karbonatmineral-Anteilen bewegen sich die CO₂-Konzentrationen zwischen 8 und 33%.

Die molekularen Ca/Mg-Verhältnisse entsprechen nur selten einem Dolomit (Mol-Ca/Mg im Idealfall 1) sondern zeigen meist einen Ca-Überschuß. Ein kontinuierlicher Übergang zu (Mg-armen) Silikatmarmoren ist jedoch nicht verwirklicht, wie das Simonen-Diagramm (Abb.7) und die al-alk/c-Darstellung (Abb.23) deutlich erkennen lassen. Eher bestehen Beziehungen zu den Erlanen, die oft ähnliche Ca/Mg-Verhältnisse aufweisen.

Die SiO₂- und Al₂O₃-Konzentrationen variieren in weiten Grenzen. Die Alkali-Gehalte sind erwartungsgemäß sehr niedrig, wobei die K₂O-Gehalte (Phlogopit!) meist höher sind als die des Na₂O.

Die mitunter hohen Eisen-Gehalte sind ±vollständig an Magnetkiesvererzungen gebunden. Auch in den Mg-reichen Silikatmarmoren finden sich, ähnlich wie in den Erlanen, bisweilen starke Sulfidvererzungen. Mit diesen können dann auch hohe Ni-, Cu-, Zn- und Pb-Konzentrationen einhergehen. Fehlen die Magnetkiesvererzungen, dann sind auch die Gehalte dieser Spurenelemente, ebenso die des V und Cr, sehr niedrig. Lediglich Zn ist - ähnlich wie in den Erlanen - in den Mg-reichen Silikatmarmoren etwas angereichert.

LINCK (1914) und ROST & HOCHSTETTER (1964) schrieben den Ophicalciten des Passauer Waldes eine metasomatische Entstehung zu, wobei eine Zufuhr von SiO₂ aus aplitischen Gängen in die Dolomite hinein gefordert wird. V.GUTTENBERG (1974) konnte dagegen nachweisen, daß vergleichbare Gesteine durchaus ohne sekundäre Zufuhren aus Dolomiten mit Beimengungen von Quarz und Tonmineralen abgeleitet werden können. Diese Art der Entstehung läßt sich auch aus der Lage der Probenpunkte der Mg-reichen Silikatmarmore im Simonen-Diagramm ablesen, wo sie mit einer gewissen Streuung eine Tendenz zu den Feldern der Erlane und Gneise zeigen.

Freilich ist zu beachten, daß auch der Chemismus der Mg-

reichen Silikatmarmore nicht dem seiner sedimentären Vorläufer entspricht. Gerade bei diesen Gesteinen offenbart sich deutlich, daß die Systeme während der Metamorphose gegenüber den volatilen Phasen - hier hauptsächlich CO_2 - nicht geschlossen waren. So haben in den Mg-reichen Silikatmarmoren, wie in den Erlanen, Dekarbonatisationsreaktionen stattgefunden. Dies belegt eindeutig die Existenz der Forsterite, bei deren Bildung CO_2 frei wird (vgl. 3.12.6), das dem System mit der Gasphase entweichen kann. Unterstellt man für die vorliegenden Gesteine, daß die CaO- und MgO-Gehalte weitgehend an Karbonat-Mineralen gebunden waren, dann lassen sich rechnerisch CO_2 -Verluste zwischen 10 und 25% abschätzen, was nahe- liegenderweise stark abhängig ist von der Verfügbarkeit nichtkarbonatischer Mineralkomponenten, die mit Calcit und vor allem Dolomit reagieren können.

Die unregelmäßigen, lokal starken Magnetkiesvererzungen deuten auch hier metasomatische Umverteilungen an.

Versuche, die detritische Fraktion der sedimentären Vorläufer der Mg-reichen Marmore - repräsentiert vor allem durch SiO_2 , Al_2O_3 und die Alkalien - auf rechnerischem Wege aus den chemischen Analysen zu eruieren, werden dadurch erschwert, daß nicht mehr rekonstruiert werden kann, welche Anteile des Magnesiums im Zuge einer diagenetischen Dolomitisation dem Sediment zugeführt, bzw. welche Anteile in dem sedimentären Edukt bereits primär, etwa als Bestandteil von Tonmineralen oder Chlorit, vorhanden waren. Ähnliches gilt für das Calcium, das zum einen in Tonmineralen (z.B. Montmorillonit), weiterhin in detritischen Plagioklasen und schließlich als Bestandteil von Aragonit und Calcit im Sediment auftreten kann. Dennoch unter Berücksichtigung dieser Unsicherheiten durchgeführte Abschätzungen zeigen, daß die detritische Fraktion dieses karbonatischen Sedimentes offenbar aus einer Quarz-reichen sandigen und einer illitischen (K_2O !), tonigen Komponente zusammengesetzt war. Die Karbonat-Fraktion war im Zuge der Diagenese in unterschiedlichem Maße einer Dolomitisation unterworfen. Die niedrigen Sr-Gehalte (um 100ppm) könnten auf eine spätdiagenetische Dolomitisation hindeuten, da fröhdiaagenetisch gebildete, ungeordnete (disordered) Do-

lomite oft verhältnismäßig Sr-reich sind (vgl. 3.12.8).

Auch die Silikatmarmore zeigen - entsprechend der Konvention, daß in dieser Gruppe alle Mg-armen Gesteine mit calcitischer Matrix zusammengefaßt sind - ein breites Spektrum unterschiedlicher Zusammensetzungen, was sich deutlich durch die Lage der Probenpunkte im Simonen-Diagramm (Abb.7) und dem al-alk/c-Diagramm (Abb.23) ausdrückt, wo ein linearer Trend von + "reinen" Marmoren hin zu den Feldern der Metapelite und -psammite zu erkennen ist.

Die CaO-Gehalte der Silikatmarmore bewegen sich zwischen 26 und 49% bei CO₂-Konzentrationen bis zu 33%. Auch bei den Silikatmarmoren sind CO₂-Verluste durch Dekarbonatisationsreaktionen während der Metamorphose zu gegenwärtigen, wie die eingesprengten Diopside, die neben Phlogopit die wichtigsten Mg-Träger der Gesteine sind, bezeugen. Generell liegen die MgO-Gehalte meist unter 2%. Stark schwankend sind die SiO₂- und Al₂O₃-Konzentrationen (11,5-54,6% bzw. 3,6-10,8%). Die Fe₂O₃-Gehalte pendeln um 2,5%, größere an Sulfidvererzungen gebundene Eisenanreicherungen, wie in den Mg-reichen Silikatmarmoren, treten hier nicht auf. Die Na₂O-Gehalte liegen fast immer unter der Nachweisgrenze, während die K₂O-Werte oft 1 bis 2% erreichen. Die K₂O-Konzentrationen können eindeutig mit den modalen Phlogopit-Gehalten korreliert werden.

Die Spurenelementgehalte sind mit Ausnahme von Ba und Sr sehr niedrig. V, Cr, Ni, Y und Zr liegen meist unter der Nachweisgrenze. Die Zn-Gehalte sind deutlich niedriger als in den Mg-reichen Metakarbonaten, was auch zu erwarten ist, da Zn²⁺ aufgrund des ähnlichen Ionenradius' bevorzugt Mg²⁺-Plätze substituiert (HARTREE & VEIZER 1982). Blei sollte sich genau umgekehrt verhalten, was jedoch bei den vorliegenden Proben nicht zu erkennen ist.

Auffallend sind die hohen Ba-Gehalte der Silikatmarmore. Rezente Karbonatgesteine haben Ba-Konzentrationen von +120ppm (WEDEPOHL 1970), wobei das Barium meist der detritischen Fraktion zugerechnet wird. Die Marmore zeigen zwar oft ein hohes Maß detritärer Beimengungen - abzulesen an den SiO₂-, Al₂O₃- und K₂O-Gehalten -, jedoch ist weder eine positive Korrelation mit den genannten Oxiden, noch mit dem CaO

zu erkennen, wiewohl Ba^{2+} aufgrund seines Ionenradius' durchaus in der Lage wäre, Ca^{2+} -Positionen in Karbonatmineralen zu besetzen. Die fehlende Abhängigkeit von der detritischen Fraktion mag darauf hindeuten, daß die Karbonatminerale bereits primär, unabhängig von der Detritus-Fraktion, Ba-reich waren.

Das Sr korreliert dagegen streng positiv mit dem CaO, worauf in 3.12.8 noch näher eingegangen wird.

Ausgangsgesteine der Silikatmarmore waren kieselige Kalke mit pelitischen Beimengungen.

Die skarnoiden Kalksilikatfelse schließen sich im Simonen-Diagramm (Abb.7) wie auch im al-alk/c-Diagramm (Abb.23) eng an die Silikatmarmore an und wären demgemäß als Pelit/Psammit-reichere Glieder eines entsprechenden karbonatführenden Sedimentes zu interpretieren. Im Diagramm al-alk/c ist diese Tendenz weniger deutlich ausgeprägt, da hohe Alkali- (hier insbesondere K_2O)-Gehalte einige Probenpunkte zur Abszisse hin verschieben. Es ist dies kein Trend hin zu Erlanen (die MgO-Konzentrationen der skarnoiden Kalksilikatfelse sind im allgemeinen niedrig) und resultiert auch nicht aus einem primären K_2O -Reichtum des prämetamorphen Ausgangsmaterials, sondern ist auf eine Verunreinigung der Analysesubstanz durch "syenitpegmatitisches" Material zurückzuführen. Dadurch wird freilich die Aussagekraft der chemischen Analyse stark relativiert, wobei angemerkt werden muß, daß die oft nur schmalen Säume und stark inhomogenen Aggregate, die diese Gesteine bilden, die Präparation geeigneter Probensubstanzen für die chemische Analyse stark erschweren.

Generell zeigt jedoch die Zusammensetzung der skarnoiden Kalksilikatgesteine, daß zu ihrer Bildung nicht notwendigerweise metasomatische Stoffumschichtungen nötig waren, obwohl diese im Kleinbereich, insbesondere dort, wo eine typische Zonierung der Mineralvergesellschaftung beobachtet werden kann, nicht auszuschließen sind.

Die Dekarbonatisierung der Gesteine, insbesondere gefördert durch die Bildung von Grossular und Wollastonit (vgl.3.12.6) aus Calcit, Quarz und Anorthit, ist bei vielen Proben weit fortgeschritten.

3.12.8 Zur Geochemie des Strontiums in den Ca-reichen Metamorphiten

Aufgrund gleicher Ladung und ähnlicher Ionenradien ($\text{Ca}^{2+} = 0,108\text{nm}$; $\text{Sr}^{2+} = 0,121\text{nm}$) kann Sr^{2+} das zweiwertige Calcium auf entsprechenden Gitterplätzen von Karbonatmineralen substituieren. Da in Calcit doppelt soviele Ca-Positionen zur Verfügung stehen wie in geordnetem Dolomit, sollte das Sr-Verhältnis beider Minerale 2:1 betragen (JACOBSON & USDOWSKI 1976), vorausgesetzt beide Minerale bilden sich unter Gleichgewichtsbedingungen. Diagenetische Rekristallisation wie Dolomitisation und auch Dedolomitisation führen zu einer Verminderung der Sr-Gehalte (SHEARMAN & SHIRMOHAMMADI 1969).

Die Sr-Gehalte eines Karbonatgesteines sind also dazu geeignet, sekundäre durch Dedolomitisation entstandene Kalke von primären zu unterscheiden. Das Verhalten des Strontiums bei der Metamorphose ist nur unvollkommen untersucht. Die Grünschieferfazies scheint zu keinen wesentlichen Veränderungen der Sr-Konzentrationen von Karbonatgesteinen zu führen, während insbesondere in höhergradigen amphibolit- und granulitfaziellen dolomitischen Karbonatgesteinen mit Veränderungen der Sr-Gehalte gerechnet werden muß (Reaktion von Dolomit mit Quarz, Bildung "sekundärer" Calcite).

In Abb.24 sind die Sr-Gehalte der Ca-reichen Metamorphite gegen CaO aufgetragen.

Die Silikatmarmore mit ihren CaO-Gehalten zwischen 30 und 50% bilden in diesem Diagramm zwei Gruppen, die jeweils in sich eine deutlich positive Korrelation erkennen lassen. Eine größere Gruppe weist Sr-Gehalte zwischen 500 und 900ppm auf und unterscheidet sich dadurch von einer kleineren, etwas stärker gestreuten Gruppe mit Sr-Konzentrationen zwischen 300 und 500ppm. Die deutlich positive Korrelation zeigt, daß die Sr-Gehalte offenbar nahezu ausschließlich von der Karbonatmineral-(hier Calcit)-Fraktion kontrolliert werden. Die silikatische Fraktion ist nur unwesentlich am Sr-Haushalt der Silikatmarmore beteiligt.

Mineralogisch zeigen die Proben der beiden Gruppen keine Unterschiede, jedoch ist festzustellen, daß die an Sr

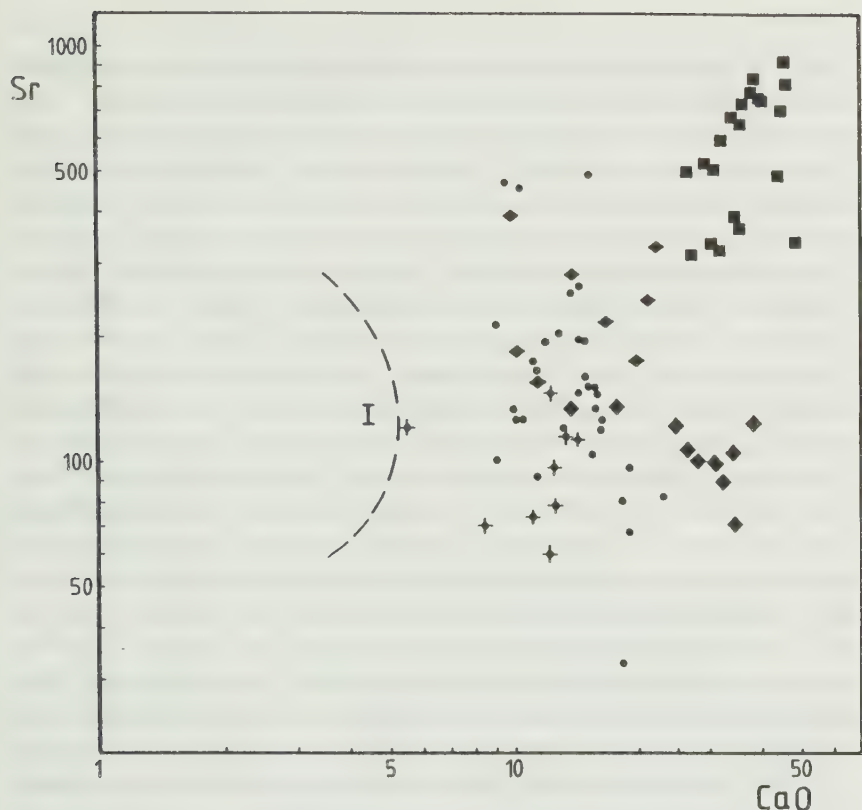


Abb.24: Sr/CaO - Diagramm (CaO in Gew-%, Sr in ppm). I-Feld der Ca-armen Metamorphite. Erläuterung siehe Text.

verarmten Proben ausschließlich aus sehr schmalen Marmor-Bändern stammen (vgl. Abb.4). So scheint - vorausgesetzt, daß die Sr-Konzentrationen in diesen Marmoren nicht primär niedriger waren - aus den schmalen Marmor-Bändern eine Abwanderung des Sr unter den Bedingungen der hochgradigen Metamorphose und Anatexis stattgefunden zu haben, während mächtigere Karbonatabfolgen gegenüber dem Strontium ein weitgehend geschlossenes System darstellen.

Betrachtet man die absoluten Sr-Gehalte - in Abhängigkeit der Silikatfraktion 500-900ppm - der nicht an Strontium

verarmten Silikatmarmore, so scheint hier gegenüber den karbonatischen Edukten keine wesentliche Änderung eingetreten zu sein. Rezente Karbonatschlämme enthalten Strontium in einem Konzentrationsbereich zwischen 1000 und 10000ppm, wobei die Struktur des Aragonits gegenüber Calcit und Magnesioalcit beim Sr-Einbau bevorzugt wird. Auch fazielle Unterschiede kontrollieren die primären Sr-Gehalte karbonatischer Sedimente (VEIZER & DEMOVIC 1974). Karbonatgesteine haben meist, bedingt durch Stoffaustauschprozesse mit Diagenese-Lösungen, deutlich weniger Strontium. WEDEPOHL (1970) gibt einen Durchschnittsgehalt von 450ppm Sr in Karbonatgesteinen an. Da eine Sr-Zufuhr aus externen Quellen in die Silikatmarmore unwahrscheinlich ist, kann man annehmen, daß in den mächtigeren Silikatmarmor-Abfolgen die Strontium-Konzentrationen primärer Natur sind, und nach der Ablagerung und Diagenese keine gravierenden Veränderungen eingetreten sind. Eine Entstehung der Karbonate durch Dedolomitisation kann aufgrund der hohen Sr-Gehalte ausgeschlossen werden.

Die skarnoiden Kalksilikatgesteine schließen sich dem Trend der Silikatmarmore weitgehend an, auch hier ist eine kontinuierliche Abnahme der Sr-Gehalte mit abnehmendem CaO zu beobachten. Diese Verarmung des Strontiums ist zum einen auf eine "Verdünnung" des Karbonat-Anteils durch eine offenbar Sr-arme Silikat-Fraktion zurückzuführen, daneben können Stoffaustauschprozesse mit fluiden Phasen während der Dekarbonatisierung (Wollastonit-, Grossular-Bildung) eine Anreicherung des Strontiums verursachen.

Betrachtet man dagegen die Mg-reichen Silikatmarmore, deren CaO-Gehalte im Konzentrationsbereich zwischen 25 und 40% liegen, so zeigt sich, auch wenn zwei Proben diesem Trend nicht gehorchen, eher eine negative Korrelation. Hier ist die Karbonat-Fraktion offenbar weitgehend an Sr verarmt; dieses Element wird in den Proben von der silikatischen Fraktion kontrolliert. Die Sr-Konzentrationen bewegen sich im Bereich zwischen 71 und 134ppm.

In einem frühdiagenetisch gebildeten Dolomit - Gleichgewichtseinstellung und das Fehlen späterer Stoffumsätze vorausgesetzt - wären Sr-Gehalte zu erwarten, die in etwa der

Hälfte des Strontiums der ursprünglichen prädiagenetischen Karbonate (Aragonit/Calcit) entsprechen. Unter der Annahme, daß die Edukte der Silikatmarmore diesem primären Karbonat äquivalent sind, müßten im vorliegenden Fall die Sr-Konzentrationen zwischen 250 und 350ppm liegen. Ein weiteres Absinken der Sr-Gehalte ist sowohl in evaporitischer Umgebung (durch Wechselwirkung mit salzhaltigen Diageneselösungen, die durch Präzipitation von Gips oder Coelestin weitgehend an Sr verarmt sind) als auch durch spätdiagenetische Dolomitisation (VEIZER & DEMOVIC 1974, JACOBSON & USDOWSKI 1976) möglich. Neben diesen durch diagenetische Prozesse induzierten Möglichkeiten einer Abreicherung des Strontiums ist es sehr wahrscheinlich, daß die Dekarbonatisationsprozesse während der Metamorphose der Mg-reichen Silikatmarmore und die damit verbundene Bildung sekundären Calcits zu einer weiteren Verarmung des Strontiums geführt haben.

Die Lagepunkte der Proben aus Erlanen streuen in dem Sr/CaO-Diagramm in einem weiten Bereich (10-12% CaO, <100 bis >200ppm Sr). Die Karbonatfraktion hat hier ähnlich wie bei den Mg-reichen Silikatmarmoren keinen wesentlichen Anteil an der Kontrolle der Sr-Gehalte, die ganz im Bereich der durchschnittlichen Sr-Konzentrationen der metapelitischen und -psammitischen Gesteine liegen. Auch hier sind vermutlich die Sr-Gehalte der ursprünglich vorhandenen Karbonatfraktion durch Dedolomitisationsprozesse (Diopsidbildung) verlorengegangen.

3.13 Metabasite

Metabasite sind ein verbreiteter Bestandteil der Kropfmühl Serie. GUMBEL (1868) beschreibt diese Gesteine als Diorite, WEINSCHENK (1897) interpretiert die Metabasite als gabbroide Massengesteine und bezeichnet sie als "Bojite". Untersuchungen jüngerer Datums finden sich bei TROLL (1966), TROLL & WINTER (1969) und VOULTSIDIS (1973). Diese Autoren weisen den orthogenen Charakter der Metabasite nach.

Bedingt durch die in den letzten Jahren erzielten Fortschritte bei der Interpretation geodynamischer Prozesse auf

der Erde liegt heute bei der Untersuchung basaltischer und metabasaltischer Gesteine ein Schwerpunkt im Versuch der Zuordnung solcher Gesteine zu bestimmten geotektonischen Positionen (mid-ocean ridge, ocean-island, island arc etc.). Zu diesem Zweck wurde eine Vielzahl von Diskriminanz-Diagrammen und -Dreiecken entwickelt, die insbesondere auf charakteristischen Unterschieden in den Spurenelementgehalten der verschiedenen Magmen basieren. Darauf soll bei der Diskussion des Chemismus' der Metabasite bevorzugt eingegangen werden.

3.13.1 Petrographie

In der Kropfmühl-Serie bilden Metabasite cm- bis dm-, selten auch m-mächtige konkordante Bänder in den metasedimentären Abfolgen. Oft zeigen diese Bänder Boudinage. In den stärker migmatisierten Arealen erscheinen sie in Gestalt verdrifteter Schollen, die oft durch einen Biotit-Saum von ihrem Nebengestein abgegrenzt sind.

In den Untertageprofilen treten Metabasite in den unterschiedlichsten Positionen, im Hangenden wie im Liegenden der Flöze, zusammen mit Marmoren, Kalksilikatfelsen und Gneisen auf. In den Diatexiten sind Metabasit-Schollen verschiedener Größenordnungen und Umrisse verbreitet. Die Gesteine zeigen meist schwarzgrüne Farben, sind sehr hart und fein- bis mittelkörnig.

U.d.M. erkennt man gleichkörnig granoblastische Gefüge. Der Mineralinhalt ist meist recht eintönig und beschränkt sich im wesentlichen auf Plagioklas, Hornblende, Klinopyroxen

	141	201	280	323	415	427	429
Plag	33,3	45,1	41,5	41,6	38,8	39,5	41,9
Hbl	43,2	17,4	31,6	0,0	21,8	29,4	23,4
Pyx	7,5	30,5	20,9	35,0	23,8	21,2	23,9
Bio	13,4	2,6	3,0	18,4	11,2	5,7	8,3
Erz	1,9	3,8	2,8	4,3	3,8	3,2	2,3
Ap	0,3	0,6	0,2	0,7	0,5	0,8	0,2
Akz	0,4	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,0

Tab.12: Modalanalysen von Metabasiten. Als Akzessorien sind hier Titanit und Calcit angegeben.

und Biotit. Betrachtet man die modale Häufigkeit der einzelnen Mineral-Komponenten (Tab.12), so erkennt man eine recht gute Konstanz der Häufigkeit der felsischen Minerale (hier ausschließlich Plagioklas) einerseits und der Summe der Mafite (immer $\pm 55\text{Vol-\%}$) andererseits, bei allerdings sehr unterschiedlicher Beteiligung der einzelnen Minerale. Diese relative Konstanz der Modalbestände spiegelt den recht einheitlichen Chemismus der Metabasite wider, was ein gewichtiges Argument für ihre orthogene Abkunft ist.

Aufgrund des Mineralbestandes lassen sich die Metabasite wie folgt untergliedern:

- Pyriklasit: Hauptminerale sind Plagioklas und Pyroxen (z.B. Probe 323).
- Pyribolit: Amphibol tritt als zusätzlicher wesentlicher Gemengteil zu Plagioklas und Pyroxen (z.B. Probe 415).
- Amphibolit: Hauptminerale sind Plagioklas und Amphibol (z.B. Probe 141).

Die ersten beiden Begriffe sind streng genommen für granulit-faziell metamorphe Terrains reserviert (MEHNERT 1972), ihr Gebrauch sei jedoch hier auch in den überwiegend amphibolit-faziellen Abfolgen erlaubt, zumal diese mitunter Anzeichen einer granulitfaziellen Überprägung erkennen lassen (vgl. 3.3.2).

Plagioklas mit Korngrößen zwischen 0,25 und 0,5mm ist das einzige felsische Mineral der Metabasite. Er zeigt meist isometrische Umrisse und wo er mit anderen Plagioklasen zusammentrifft, sind oft die typischen 120° -Triplepoints zu beobachten. Mit Amphibolen bildet er buchtige Korngrenzen. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 30 und 50% An-Komponente. Die Plagioklase sind meist nach dem Albit- seltener zusätzlich nach dem Periklin-Gesetz verzwillingt, wobei die Zwillinglamellen meist breit und sehr scharf ausgebildet sind. Kataklase ist verbreitet.

Es lassen sich in den Schlifften mehrere Amphibole unterscheiden. Hornblende I ist von brauner Farbe und zeigt einen Pleochroismus von X-zart gelbbraun nach Y-Z-kräftig ockerbraun. Diese Hornblendens können mit ihren langen c-Achsen subparallel eingeregelt sein, wodurch dem Gestein ein auch

makroskopisch sichtbares Parallelgefüge aufgeprägt wird. Innerhalb der Hornblenden erscheinen mitunter Relikte farblos-er Pyroxene, die eine retrograde Pyroxen-Hornblende-Reaktion nahelegen. Die subidiomorphen bis xenomorphen Körner werden vom Rand her buchtig von Plagioklas angegriffen. Auch runde Plagioklas-Einschlüsse sind verbreitet. Hornblende II ist farblos bis blaugrün und stellt eine sekundäre, uralitische Bildung nach Hornblende I und Klinopyroxen dar. Gelegentlich können mehrere Generationen dieser faserig-filzigen, aktinolithischen Hornblende II beobachtet werden, die sich dann konzentrisch um das in Umwandlung begriffene Mineral gruppieren. Der Pyroxen der Metabasite ist immer monoklin, farblos und von augitischer bis diopsidischer Zusammensetzung. Die Körner sind meist rund (0,3-0,5mm Durchmesser) oder unregelmäßig zerlappt und enthalten oft Einschlüsse von Erz. Häufig zeigen die Körner eine zarte Riefung ("Diallag"). Zusammen mit Biotit können die Klinopyroxene diablastische Verwachsungen bilden. Biotit fällt durch seine intensiv fuchsröten Farben (ein Zeichen für hohe Titan-Gehalte) auf. Wie Hornblende I zeigt er oft eine parallele Einregelung. Neben den bereits oben erwähnten diablastischen Verwachsungen mit Klinopyroxen bildet er schmale Leisten oder auch breitere Bretter aus, die oft mit ihrer Basis an Amphibole angelagert sind.

Die biotit-reichen Säume um die Metabasite bestehen dagegen aus einem wirren Gefüge hellbrauner Biotite, die sich tangential um die Metabasit-Schollen gruppieren.

Apatit ist ein verbreitetes Akzessorium in den Metabasiten. Oft erscheint er in Gestalt gedrungener, idiomorpher Säulen oder zeigt, in Schnitten senkrecht c, die charakteristischen hexagonalen Umrisse. Feine Erz-Körnchen erscheinen reichlich in den Gesteinen. In Anschliffen konnte Ilmenit, gelegentlich Magnetkies und sehr selten Magnetit diagnostiziert werden. Graphit wurde in Metabasiten nicht beobachtet.

An tektonischen Scherflächen sind die Plagioklase serizitisiert, die Amphibole und Biotite entfärbt und chloritisiert, wobei sich bei letzteren feine Erz-Bärte absondern.

Eine andere, wesentlich seltenere Metabasit-Varietät ist

eher feinkörnig-faserig mit überwiegend farbloser Hornblende, seltenen Klinopyroxen-Relikten und sehr viel Biotit, der hier nicht die typischen rotbraunen Farben zeigt. Die faserig wirrstrahligen Hornblendensind offenbar sekundär nach brauner Hornblende entstanden, die Titan-Gehalte sind dann als Ilmenit entmischt.

Vereinzelt treten auch Gesteine auf, die sowohl makroskopisch wie auch mikroskopisch den oben beschriebenen Metabasiten nicht sehr ähnlich sind, deren Chemismus (hohe Ti-, Cr-, V- und Ni-Gehalte) aber eine rein sedimentäre Entstehung dieser Gesteine ohne Beteiligung irgendeines basischen vulkanischen Materials im weitesten Sinne unwahrscheinlich macht. Vermutlich handelt es sich hier um Derivate vulkanogen beeinflusster Sedimentgesteine, die hier als 'Metatuffite' bezeichnet werden.

Petrographisch unterscheiden sie sich von den Metabasiten durch ein breiteres Spektrum von Mineralen. So treten in den Metatuffiten auch Kalifeldspäte und Quarz auf, Biotit ist häufig, zeigt jedoch nie die intensiv rotbraunen Farben. Braune Hornblende fehlt. Titanit ist dagegen ein verbreiteter Bestandteil dieser Metatuffite und scheint der wesentliche Titan-Träger dieser Gesteine zu sein. Er zeigt immer einen ausgeprägten Pleochroismus von farblos nach rotbraun. Opakminerale sind ebenfalls verbreitet, insbesondere Magnetkies, aber auch Graphit, der in den Metabasiten nicht beobachtet wurde. Teilweise uralitisierte diopsidische Klinopyroxene sind häufig und können dem Gestein ein kalksilikatisches Gepräge verleihen. Ohne Beistand der Geochemie wäre es dann problematisch, die vulkanogene Beeinflussung des ursprünglichen Eduktes dieser Gesteine überhaupt zu erkennen.

3.13.2 Geochemie

Die Metabasite bilden eine Gesteinsgruppe mit einem in sich sehr homogenen Hauptelementchemismus (vgl. Abb.7). Ihre Ortho-Natur äußert sich auch durch hohe TiO_2 -, V-, Cr-, Co- und, weniger deutlich, Ni-Gehalte. Gute Übereinstimmungen zeigen sich mit Amphiboliten aus anderen Teilen des Bayeri-

schen Waldes (TROLL 1966, TROLL & WINTER 1969, STEINER 1972, VOULTSIDIS 1973), deren Ortho-Charakter (mit Ausnahme weniger Para-Amphibolite) insbesondere von dem letztgenannten Autor unzweifelhaft nachgewiesen wurde. Gegenüber den bei VOULTSIDIS (op.cit., Tab.7 und 8) aufgelisteten Analysenergebnissen unterscheiden sich jedoch die in den Untertageaufschlüssen gesammelten Metabasite durch oft geringere Cr- und Ni-Konzentrationen, während die Co-Werte stark schwanken. Die Gehalte an dreiwertigem Eisen sind gegenüber denen an zweiwertigem meist sehr niedrig.

Will man die Natur der magmatogenen Edukte der Metabasite ergründen, so muß man vorderhand etwaige Veränderungen des Chemismus während der Metamorphose und Anatexis herausfiltern. So ist das Erscheinen von Biotit in den Metabasiten wohl mit Sicherheit auf K-metasomatische Prozesse zurückzuführen, wovon auch die z.T. mehrere mm mächtigen Biotit-Säume zeugen, die die Metabasite in diatektischer Umgebung oft aufweisen. Auch das Erscheinen von Nephelin in der Norm (vgl.

Tab.A3 im Anhang) ist auf diese K-Metasomose zurückzuführen (Abb. 25). Die meisten Metabasite sind jedoch olhy - normativ, einzelne Proben auch qz - normativ.

Mit dieser Metasomatose war offensichtlich auch eine Rb-Zufuhr in die Metabasite hinein verbunden, was z.T. zu einer starken Erniedrigung der K/Rb-Verhältnisse geführt hat, verglichen mit den hohen K/Rb-Verhältnissen der von sekundären Stoffzufuhren verschonten Meta-

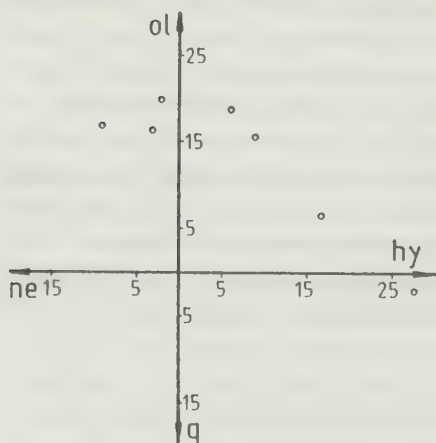


Abb.25: Normgehalte einiger Metabasite der Untertageaufschlüsse. Erläuterungen im Text.

basite. Die K_2O -Gehalte Biotit-armer bis -freier Gesteine dieses Typs betragen 0,7 - 0,8% bei einem K/Rb-Verhältnis >600 . Das sind für tholeiitische Basalte typische Werte. Stärker biotitisierte Metabasite - meist sind das Schollen in Diatexiten - können dagegen K_2O -Konzentrationen bis $>2\%$ bei K/Rb-Verhältnissen von 200 - 400 aufweisen. Bezüglich der K/Rb-Verhältnisse ist hier eine Tendenz zur Anpassung an die umgebenden tonalitischen und granodioritischen Diatextite zu beobachten (vgl. auch 3.11.2).

Die Na_2O -Gehalte der Metabasite sind streng mit den modalen Plagioklas-Gehalten und deren Ab/An-Verhältnis korreliert. BUSCH et al. (1979) erwähnen die Möglichkeit einer Anpassung der Anorthitgehalte von Plagioklasen aus Metabasiten an die ihrer anatektischen Umgebung. In den hier betrachteten Metabasiten sind dererlei Tendenzen nicht zu beobachten. Die An-Gehalte der Metabasit-Plagioklase sind, wenn auch schwankend in einem weiten Bereich zwischen 30 und 50% An-Komponente, immer deutlich höher als in den Nebengesteinen. Auch eine retrograde Albitisierung konnte nicht beobachtet werden.

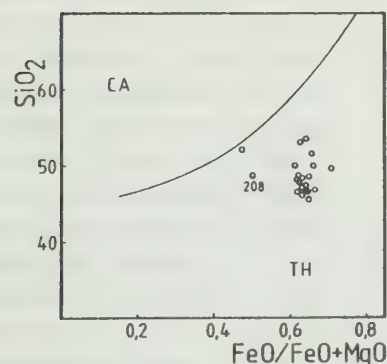


Abb.26: SiO_2 - $FeO/(FeO+MgO)$ Diagramm. $FeO=Fe_{tot}$. Die Kurve zeigt die Grenze zwischen Tholeiiten (TH) und Kalkalkalibasalten (CA) nach MIYASHIRO (1974).

Durch die auf metasomatische Prozesse zurückzuführende Erhöhung der K_2O -Gehalte sind die klassischen Diagramme (MACDONALD & KATSURA 1964) für eine Klassifikation des Ausgangsmaterials der Metabasite nicht zu verwenden, da in diesen die Alkalien und SiO_2 als Parameter Verwendung finden, um Fraktionierungstrends basaltischer Magmen aufzuzeigen.

Eindeutigere Ergebnisse sind durch die Verwendung von Elementen

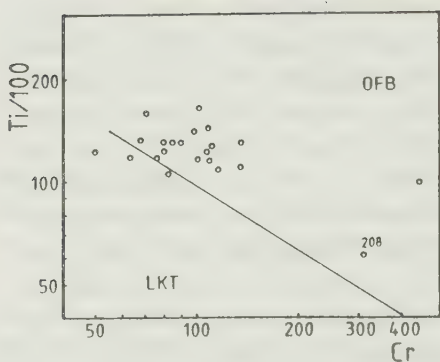


Abb. 27: Ti/100-Cr Diagramm nach PEARCE (1975). Die Linie trennt die Felder der ocean floor-Basalte (OFB) und low K-Tholeiite (LKT).

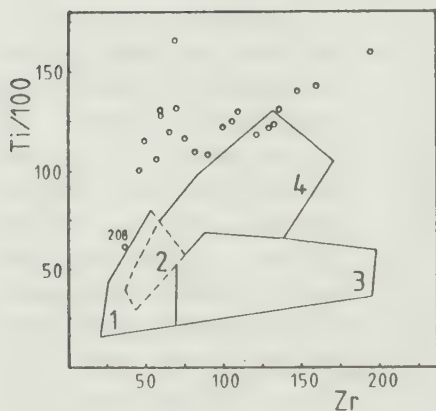


Abb. 28: Ti/100-Zr-Diagramm abgeändert nach PEARCE & CANN (1973). Legende:
 1,2-low K-Tholeiit
 2,4-ocean floor-Basalt
 2,3-calc alkaline-Basalt

zu erwarten, die gegenüber der Metamorphose eine größere Stabilität besitzen.

So deutet das Diagramm $\text{SiO}_2 / \text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ (Abb. 26) nach MIYASHIRO (1975) mit größerer Zuverlässigkeit auf einen tholeiitischen Charakter der Edukte der Metabasite, wie er auch im AFM-Dreieck (Abb. 16) zu erkennen ist.

In dem Diagramm $\text{Ti}/100 / \text{Cr}$ (Abb. 27) nach PEARCE (1975) fallen die Probenpunkte in das Feld der ocean floor-Basalte. Nur zwei Proben mit etwas geringeren Cr-Gehalten tendieren zum Feld der low-K-Basalte, die für Inselbögen charakteristisch sind. Dieses Verhalten darf freilich nicht überbewertet werden, da dieselben Proben in allen anderen Diagrammen durchaus im Feld der ocean floor-Basalte liegen. Zwei Proben mit hohen Cr-Gehalten sondern sich von dem Gros der Metabasitproben deutlich ab, fallen aber durch die hohen Ti-Gehalte dennoch in das Feld der ocean

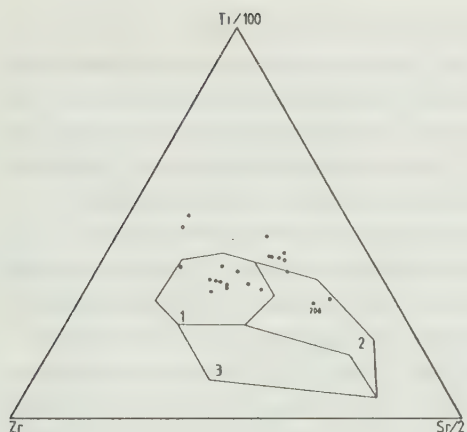


Abb.29: Dreistoffdiagramm Ti/100-Zr-Sr/2 nach PEARCE & CANN (1973). Legende: 1-ocean floor-Basalt, 2-low K-Tholeiit, 3-calc alkali-Basalt.

floor - Basalte.

Die Darstellung Ti/100 / Zr (Abb.28) nach PEARCE & CANN (1973) zeigt für einige Proben, die alle aus Metabasit-Schollen in Diatexiten des Querschlages 20 (vgl.Abb.4) stammen, einen deutlich tholeiitischen Trend, wie er bei ocean floor - Basalten typisch ist. Ein anderer Teil relativ Zr-ärmer Proben plottet außerhalb der gegebenen Felderteilung.

Hohe TiO_2 -Gehalte dieser Proben schließen jedoch eine Affinität zu Inselbogen-Tholeiiten aus. Lediglich die Probe 208, die schon im Ti/100 - Cr - Diagramm durch hohe Cr-Gehalte auffiel, liegt hier am Rande des low-K - Tholeiit-Feldes.

Ein ähnliches Bild zeigt sich im Ti/100 - Zr - Sr/2 - Diagramm (Abb.29) nach PEARCE & CANN (1973). Ein Teil der Proben findet sich hier wieder eindeutig im Feld der ocean floor - Basalte, während die

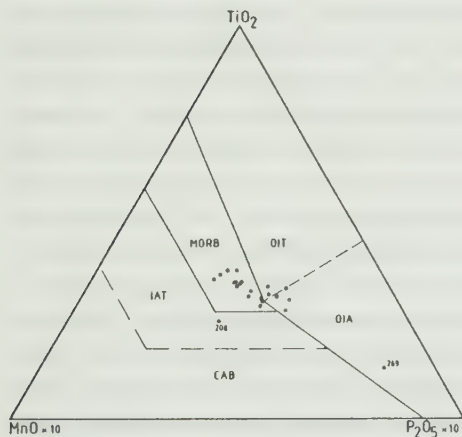


Abb.30: Dreistoffdiagramm TiO_2 -MnO- P_2O_5 nach MULLEN (1983). MORB-mid ocean ridge-Basalt, OIT-ocean island-Tholeiit, OIA-ocean island alkali-Basalt, IAT-island arc-Tholeiit, CAB-calc alkali-Basalt.

Gruppe der Metabasite mit geringeren Zr-Gehalten etwas außerhalb anzutreffen ist. Völlig aus dem Rahmen fallen zwei Proben mit niedrigeren Sr-Gehalten, wofür hier eine gewisse Mobilität des Strontiums bei der Metamorphose verantwortlich sein mag. Zwei Proben - darunter die nun bereits bekannte Probe 208 - fallen in das Feld der low-K -Tholeiite.

Im Dreieck $\text{TiO}_2/\text{MnO}/\text{P}_2\text{O}_5$ (Abb.30) nach MULLEN (1983) schließlich liegt der Großteil der Proben im Feld der mid ocean ridge - Basalte, einige zeigen durch niedrigere MnO-Gehalte Affinitäten zu seamount - Tholeiiten bzw. seamount - Alkalibasalten. Allein die Probe 208 fällt in das Feld der Inselbogen - Tholeiite. Probe 269 zeichnet sich durch anomal hohe P_2O_5 -Gehalte aus.

Generell kann man mit Hilfe der hier untersuchten Elemente und Oxide feststellen, daß die Metabasite Derivate tholeiitischer Magmen sind.

Prinzipiell können tholeiitische Basalte in unterschiedlichster Umgebung wie zum Beispiel Inselbögen, mittelozeanischen Rücken oder in back arc-Becken gefördert werden.

Inselbogen-Tholeiite zeichnen sich im allgemeinen durch verglichen mit ocean ridge- und back arc-Basalten niedrige Absolutgehalte der Elemente Ti, Zr, Ni und Cr aus (PEARCE 1975, GILL 1976). SAUNDERS et al. (1980) erachten hohe Verhältnisse der LIL (large ion lithophil)-Elemente zu den HFS (high field strength - das sind Elemente, für die gilt: Ionenradius/Ladung $\leq 0,2$, z.B. Zr, Hf, Ti, P, Nb, Ta)-Elemente als besonders diagnostisch für Gesteinsabfolgen der Inselbögen

Im Falle der hier diskutierten Metabasite ist letzteres Kriterium auf Grund der allgemein hohen Mobilität der LIL-Elemente nicht anwendbar. Die hohen TiO_2 -Gehalte (meist $>2\%$) machen jedoch, wie die Diagramme zeigen (Abb.28,29,30), eine Abkunft dieser Gesteine von Inselbogen-Basalten sehr unwahrscheinlich. Lediglich Probe 208 zeigt (abgesehen von den gerade in dieser Probe hohen Cr- und Ni-Konzentrationen) einige Übereinstimmungen mit den Element-Verteilungsmustern von Inselbogen-Basalten. Diese Beobachtung ist insofern von Bedeutung, als diese Probe aus einem Metabasit-Band innerhalb

orthogener (vgl. 3.11) Granofelse mit rhyolitischen Chemismus stammt. Bimodaler Vulkanismus ist in Inselbögen verbreitet.

Die anderen Proben zeigen eher Affinitäten zu Basalten aus MOR-, back arc- oder auch "within plate"-Positionen (ozeanische Vulkaninseln).

Können MOR-Basalte noch relativ klar mit den Mitteln der Geochemie von entsprechenden Gesteinen aus Inselbogen-Bereichen unterschieden werden (siehe oben), so bereitet das Auseinanderkennen beider von back arc-Basalten größere Schwierigkeiten, da diese Beziehungen sowohl zu der einen wie auch zu der anderen Gruppe zeigen können. SAUNDERS et al. (1980) weisen darauf hin, daß innerozeanische back arc-Basalte chemisch kaum von MOR-Basalten unterschieden werden können, während sich kontinent-nahe, ensialisch gebildete back arc-Basalte durch höhere Absolutgehalte inkompatibler Elemente (Cs, Rb, K, Ba usw.) auszeichnen und somit Inselbogen-Basalten ähneln können.

Im Falle der Metabasite ist eine Unterscheidung problematisch. Die niedrigen Zr/Nb-Verhältnisse (<7) geben immerhin einen Hinweis darauf, daß es sich hier wahrscheinlich nicht um Abkömmlinge "normaler" (N-Typ) Vertreter eines MOR-Magmatismus handelt (zur Terminologie vgl. SAUNDERS et al. 1980), sondern eher um Übergangsformen ("transitional") zwischen MOR/back arc-Basalt und den Förderprodukten ozeanischer Vulkaninseln ("hot spot", "plume", E-Typ). Dieser Trend wird auch durch die gegenüber MOR-Basalten erhöhten Zr/Y-Verhältnisse (meist >3) gestützt, die für "within plate"-Positionen charakteristisch sind (PEARCE & NORRY 1979).

Generell zeigt das Erscheinungsbild der Metabasite in den Aufschlüssen, wo sie - soweit erkennbar - konkordant in metasedimentäre Gesteine eingeschaltet sind, daß ihre Edukte möglicherweise in Gestalt von Lagergängen intrudiert sind oder in Form von meist geringermächtigen Schichtlaven dem sedimentären Lagerbau eingegliedert wurden.

Relikte von Gesteinsassoziationen aus Spreading-Zonen s.s. (seien es MOR- oder back arc-Positionen), wie sie z.B. in klassischen Ophiolith-Sequenzen zu beobachten sind (mit ultrabasischen Gesteinen, Kumulaten, sheeted dykes etc.),

treten in den untersuchten Abfolgen nicht auf. Dies mag ein weiterer Hinweis darauf sein, daß die tholeiitischen Vorläufer der Metabasite nicht unmittelbar aus einem Spreading-Bereich abgeleitet werden können. Ihr Vorkommen zusammen mit bunten Gesteinsassoziationen, die gegen eine große Wassertiefe und Festlandsentfernung sprechen, könnte in der Richtung gedeutet werden, daß es sich hier um Basalte von vulkanischen Inseln innerhalb eines back arc-Beckens gehandelt hat.

Abschließend sei darauf hingewiesen, daß die untersuchten Metabasite vielerlei Übereinstimmungen mit Amphiboliten aus dem Waldviertel in Niederösterreich (JANDA et al. 1965, ZAYDAN & SCHARBERT 1983) einerseits sowie des Schwarzwaldes (BÜSCH et al. 1979, 1985) aufweisen, was - eine synchrone Förderung vorausgesetzt - die weite Ausdehnung dieser E-W-streichenden "moldanubischen" Geosynklinale verdeutlichen mag.

Die Metatuffite deuten aufgrund ihrer Zusammensetzung auf eine Mischung basaltischer und sedimentärer Anteile hin. Sie zeichnen sich durch hohe TiO_2 (0,9-2,99%)-, V (120-537ppm)-, Cr (56-200ppm)- und Ni (21-79ppm)-Gehalte aus.

4. Variszische Intrusiva

4.1 Feinkörnige Biotit-Muskovit-Granite

Die Metamorphite des Passauer Waldes werden von einer Vielzahl von Granit-Gängen mit Mächtigkeiten im cm- bis Zehnermeter-Bereich diskordant durchsetzt. GUMBEL (1868) beschrieb diese klein- bis mittelkörnigen Granite als Passauer Waldgranit.

Im Bereich der Lagerstätte streichen die Granit-Gänge z.T. N-S bis NNE-SSW und fallen steil bis mittelsteil nach Osten ein. Daneben können die Granite flachliegende Platten bilden, die mit Winkeln zwischen 10 und 30° nach E bis SE einfallen. Die Metamorphite werden von den Ganggraniten mit scharfen Grenzen diskordant durchsetzt. Kontaktbildungen irgendeiner Art können nicht beobachtet werden, was den Schluß nahelegt, daß zwischen dem intrudierenden granitischen Magma und den metamorphen Nebengesteinen keine große Temperaturdifferenz geherrscht hat.

Es gibt keine Hinweise dafür, daß die Intrusion dieser Granite eine erneute Aufwärmung des Gebirges verursacht hat und dadurch "die gute Entwicklung des Kristallgitters der Kropfmühler Graphite gefördert" wurde, wie es TEUSCHER (1981) annimmt.

Die im folgenden beschriebenen Proben stammen großteils aus einem ca. 25m mächtigen Granit-Gang, der N-S streichend und mit ca. 50° gen E einfallend das Westfeld der Graphitlagerstätte bei etwa -1900W (auf dem Niveau der 9.Sohle, vgl. Abb.3) durchsetzt.

4.1.1 Petrographie

Die Granite sind immer sehr homogen, klein- bis mittelkörnig und von hellgrauer bis blaugrauer Farbe. Direkt an den Kontakten zeigen die sonst regellos eingestreuten Glimmer eine parallele Einregelung, was als Einströmgefüge interpretiert werden kann.

U.d.M. offenbaren die Granite hypidiomorph-körnige

Strukturen.

Plagioklas zeigt subidiomorphe bis idiomorphe Kornformen. Häufig ist ein deutlicher Zonarbau entwickelt mit einer Oligoklas-Zusammensetzung (An 20-25) im Kern und zunehmend albitreicherer Zusammensetzung zum Rand hin. Verzwillingung nach dem Albit- und dem Periklin-Gesetz ist verbreitet, oft sind auch Karlsbad-Zwillinge zu beobachten. Vom Rand her werden die Plagioklase buchtig von Quarz angegriffen. Zum Teil, insbesondere bei stärkerer tektonischer Belastung, sind die Plagioklase stark serizitisiert. **Kalifeldspat** läßt meist die für Mikrokline typische polysynthetische Zwillingsgitterung erkennen. Er zeigt oft mikroperthitische Entmischung und subidiomorphe bis xenomorphe Kornformen. Einschlüsse von Biotit und tropfenförmigen Quarzen sind keine Seltenheit. Auch Mikroklin kann Karlsbad-Zwillinge ausbilden. Quarz ist in den Graniten immer reichlich vorhanden (Tab.13). Er bildet unregelmäßige Pflaster und erscheint in den Zwickeln zwischen den anderen Mineral-Körnern. Er ist immer xenomorph und

	G41	G43	G45	Tab.13: Modalanalysen feinkörniger Biotit-Muskovit-Granite.
Qz	34,8	41,6	38,5	
Kfsp	27,3	24,4	25,5	
Plag	29,5	22,3	23,1	
Bio	3,4	4,8	3,5	
Mus	3,2	4,2	3,8	
Sill	1,4	2,1	5,0	
Akz	0,4	0,6	0,6	

löscht stark undulös aus. Biotit ist meist regellos in dem Gestein verteilt. Je nach Schnittlage erscheint er in Gestalt schmaler Leisten (bis 1,5mm lang), gedrungener Bretter oder unregelmäßig lappiger Individuen. Er zeigt einen Pleochroismus mit X-hell gelbbraun nach Y-Z-dunkel graubraun. Sekundär kann Biotit unter Ausscheidung von Erz-Bärten chloritisieren. Muskovit ist steter Gemengteil der Granite und tritt z.T. als primäre Komponente zusammen mit Biotit auf, daneben treten Hellglimmer deutlich sekundärer Herkunft auf, wobei neben der Serizit-Bildung in Plagioklasen - bevorzugt Sillimanit von Hellglimmer ersetzt wird. Dann folgen die Hellglim-

mer den Spuren ehemaliger Sillimanit-Strähnen. Mit Biotit ist Muskovit z.T. parallel verwachsen, z.T. wachsen Muskovit-Kristalle kreuz und quer in Biotite hinein. Sillimanit bildet fibrolithische Aggregate, die sich entlang den Korngrenzen durch das Gestein tasten. Einzelne Sillimanit-Nadeln oder -Büschel finden sich auch eingeschlossen in Quarz oder Feldspäten.

Apatit ist ein verbreitetes Akzessorium und bildet runde und ovale Körner sowie schlanke, idiomorphe Säulen. Zirkon erscheint in Gestalt rund-ovaler Körner meist als Einschluß in Biotit, wo er kräftige pleochroitische Höfe bildet. Erz ist in den Graniten selten und wird nur bei stärkerer Chloritisierung der Biotite häufiger.

4.1.2 Geochemie

Die Ganggranite offenbaren einen sauren Chemismus mit SiO_2 -Gehalten um 75%. Im R1-R2 Diagramm nach DE LA ROCHE et al. (1980) liegen sie überwiegend im Feld der Syeno-Granite (Abb.13). Generell ist die Zusammensetzung von Ganggraniten unterschiedlicher Lokalitäten im Passauer Wald (vgl. z.B. FELBER & WEINELT 1984, TONDAR 1985) recht ähnlich.

Nach den Niggli-Werten sind die Granite von salischen, relativ alkalireichen ($\text{alk} = \text{al bis } 2/3\text{al}$) Magmen abzuleiten.

Die Gesteine sind Korund-normativ. Nach BARRIERE (1972) können sie als hyperaluminos ($A^{\sim}:F > 0,33$, wobei $A^{\sim} = [\text{Al}_2\text{O}_3] + [\text{Fe}_2\text{O}_3] - [\text{Na}_2\text{O}] - [\text{K}_2\text{O}] - [\text{CaO}]$ und $F = [\text{FeO}] + [\text{MnO}] + [\text{MgO}]$) klassifiziert werden. Dies äußert sich neben dem Auftreten von Korund in der Norm im Vorkommen von Muskovit und Sillimanit als Al-Überschußphasen im Modalbestand (Tab.13). Anderorts treten in diesen Ganggraniten auch Andalusit und Cordierit auf.

Nach der Gliederung von CHAPPEL & WHITE (1974) können sie als S-Typ - Granite eingestuft werden (vgl. auch PITCHER 1983). Als Kriterien gelten dabei u.a. normative Korund-Gehalte $>1\%$, sowie ein Verhältnis der Molekularquotienten $(\text{Al}_2\text{O}_3)/([\text{Na}_2\text{O}] + [\text{K}_2\text{O}] + [\text{CaO}]) > 1,1$. Die Ganggranite können demnach im wesentlichen als Derivate anatektisch aufgeschmol-

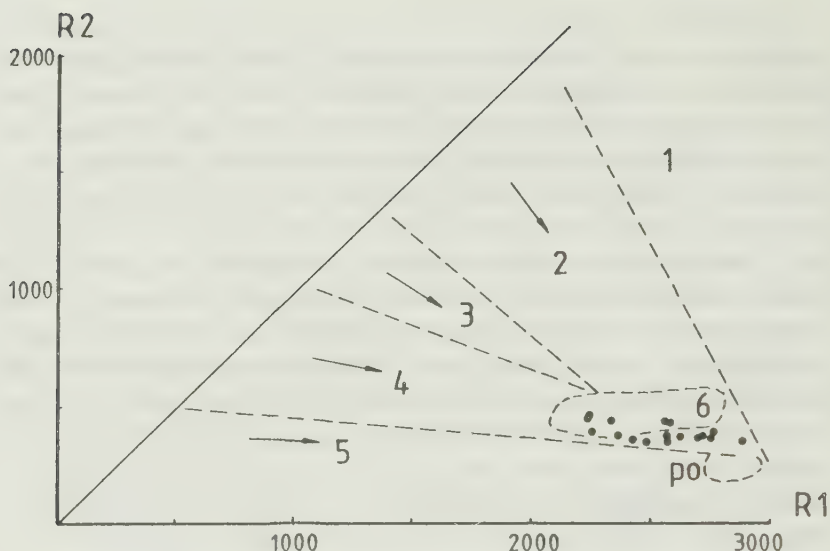


Abb.31: R1-R2 Diagramm nach DE LA ROCHE et al. (1980). Feldderteilung nach BATCHELOR & BOWDEN (1985).
 1=Mantelderivate, 2="precollision"-Typ, 3="postcollision"-Typ, 4=spätorogene Typen, 5=anorogene Typen, 6="syncollision"-Typ, po=postorogene Granite. Die Proben der Granite fallen größtenteils in das Feld 6 der anatektischen Zweiglimmer-Leukogranite, weiter ist ein Trend zu den postorogenen Graniten zu erkennen.
 $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$
 $R2=6Ca+2Mg+Al$

zener sedimentogener Ausgangsgesteine betrachtet werden (vgl. auch Abb.31).

Der Spurenelementchemismus zeigt generell niedrige Gehalte der an Mafite gebundenen Elemente V, Cr, Co, Ni und Cu. Das K/Rb-Verhältnis schwankt für die meisten Proben zwischen 100 und 150. Diese niedrigen Verhältnisse zeugen, ebenso wie die niedrigen Sr-Gehalte, von einem hohen Differentiationsgrad. Die Ba-Konzentrationen schwanken in einem weiten Rahmen, doch auch hier sind die Werte im allgemeinen niedrig, wie es für hochdifferenzierte saure Gesteine charakteristisch ist.

Untypisch hohe Ba-Gehalte und niedrige Rb-Gehalte treten

bevorzugt in sehr schmalen Granit-Gängen (Probe 270 und 294) sowie an den Kontakten Granit-Metamorphit (Probe G41 und G71) auf und sind vermutlich durch eine gewisse Migrationsfähigkeit dieser Elemente bedingt.

4.2 Porphyrite

Die jüngsten Gesteine des variszischen Zyklus' sind dunkle Ganggesteine, die in z.T. dichter Scharung die Metamorphite wie auch die Ganggranite diskordant durchschlagen.

GUMBEL (1868) beschrieb diese porphyrischen Gesteine wegen des häufigen Auftretens nadeliger Hornblende-Einsprenglinge als "Nadeldiorit". FRENTZEL (1911) führte für sie den Begriff "Porphyrit" ein, der noch heute gebraucht wird.

Die Porphyritgänge, deren Mächtigkeiten im dm- und m-Bereich liegen, streichen in aller Regel NW-SE und fallen sehr steil oder saiger ein. Gelegentlich zu beobachtende Salbänder deuten auf ein Eindringen des Magmas in ein abgekühltes Nebengestein.

Die Porphyrite können bezüglich des Mineralbestandes und des Chemismus' sehr variabel sein, wobei Unterschiede sowohl zwischen einzelnen Gängen, wie auch innerhalb ein und desselben Ganges (z.B. zwischen Rändern und der Gangmitte) beobachtet werden können (vgl. auch OHST & TROLL 1981).

Im Zuge der Bearbeitung der Untertageaufschlüsse wurden nur zwei Porphyrit-Proben genommen (219/800).

4.2.1 Petrographie

Makroskopisch ähneln sich die Proben, beide sind von graugrüner Farbe, großer Härte und splittrigem Bruch.

U.d.M. zeigt sich eine starke autohydrothermale Propylitisierung der Porphyrite, die eine Rekonstruktion des ursprünglichen Mineralbestandes problematisch macht. Deutlich werden hier auch die Unterschiede zwischen den beiden Proben, insbesondere auch bezüglich der Einsprenglingsminerale.

In Probe 219 besteht die feinkörnige Grundmasse überwiegend aus hypidiomorphen Plagioklas-Leisten (An 40-50%), die

regellos sperrig angeordnet sind. Die Plagioklase sind meist zonar gebaut und befinden sich in unterschiedlichen Stadien der Serizitisierung. Die Zwischenräume dieses von Kalknatronfeldspäten gebildeten Gerüsts sind mit Chlorit, Calcit und Quarz (aufgelistet mit abnehmender Häufigkeit) verfüllt. Schmale Biotit-Spreißeil sind teilweise oder vollständig chloritisiert. Titanit und Erz, meist idiomorphe Pyrit-Kuben, vervollständigen den Mineralinhalt der Matrix.

Unveränderte porphyrische Einsprenglingsminerale treten in dem Gestein nicht auf, wohl finden sich aber Chlorit-Pseudomorphosen nach idiomorphen Hornblenden (max. 1,5mm große Individuen) und langgestreckte, schmale Chlorit-Aggregate, die auf Hornblende-Nadeln oder Biotit-Einsprenglinge schließen lassen.

Probe 800 zeigt dagegen eine sehr feinkörnige bis dichte Matrix, die aus stark serizitisiertem Plagioklas, Chlorit, Calcit, Quarz und untergeordnet Erz zusammengesetzt ist.

Einsprenglinge sind jedoch hier, im Gegensatz zu der oben beschriebenen Probe 219, serialporphyrische, idiomorphe Plagioklas-Tafeln, die ebenfalls stark serizitisiert sind, wobei durch die Anordnung der schuppigen Serizite die Zwillinglamellierung bzw. die Rekurrenzen zonargebauter Plagioklas-Einsprenglinge nachgezeichnet werden. Die maximale Größe der Plagioklas-Einsprenglinge beträgt 2,5mm. Daneben erscheinen langgestreckte Chlorit-Aggregate (ehemalige Hornblenden oder Biotite) und erbsenförmige Vesikularrräumchen, die mit Quarz verfüllt sind.

4.2.2 Geochemie

Vergleicht man den Chemismus der Porphyrit-Proben mit den Stoffbeständen plutonischer Gesteine, so zeigen sich Affinitäten zu tonalitisch/dioritischen Gesteinen. Nach den normativen an/or-Verhältnissen und der Klassifikation gemäß den Vorschlägen von STRECKEISEN (1976 b) wäre Probe 219 als Quarzdiorit und Probe 800 als Quarzmonzodiorit anzusprechen. Von echten Lamprophyren unterscheiden sich die Porphyrite deutlich, einerseits (Probe 800) durch das Vorhandensein von

Plagioklas-Einsprenglingen, zum anderen haben Lamprophyre höhere Alkali-, insbesondere K_2O -Gehalte (normativer Orthoklas $>15\%$).

Die Porphyritproben aus den Grubenaufschlüssen sind deutlich basischer als die von OHST & TROLL (1981) beschriebenen Quarzdiorit- und Diorit-Porphyrite aus der Umgebung von Waldkirchen, dagegen gut vergleichbar mit Mikrogabbros und Gabbroporphyriten, die NEMEC (1970) aus Böhmen und Mähren beschreibt. Auch die ophitischen Gefüge der Probe 219 weisen auf Affinitäten mit gabbroiden Ganggesteinen hin.

Der Spurenelementchemismus der Porphyrite entspricht weitgehend dem dioritischer und tonalitischer Gesteine. Die basischere Varietät (Probe 219) zeichnet sich gegenüber der saureren Probe 800 durch höhere Sr- und Ba-Konzentrationen aus. Letztere zeigt dagegen höhere Rb-Gehalte ebenso wie höhere K_2O -Gehalte und ein niedrigeres K/Rb-Verhältnis von 175 im Gegensatz zu K/Rb=336 in Probe 219.

Bezüglich der Spurenelemente V, Cr, Co und Ni unterscheiden sich die beiden Proben nicht wesentlich, deutlich wird jedoch auch hier der Unterschied zu "echten" Lamprophyren. Diese besitzen meist wesentlich höhere Konzentrationen insbesondere von Cr und Ni (WIMMENAUER & HAHN-WEINHEIMER 1966, ROCK 1984).

5. Geochemie ausgewählter Neben- und Spurenelemente in Graphitgesteinen

Spätestens seit den Arbeiten von GOLDSCHMIDT in Göttingen ist bekannt, daß Biolithen – z.B. Kohlen oder sapropelische Sedimente – spezifische Spurenmetalle (V, Ni, Cr, Co, Mo, U, Ag, Se usw.) anzureichern vermögen. Eine große Zahl von Analysenergebnissen von Schwarzschiefern unterschiedlichster Herkunft und stratigraphischer Positionen, die diesen Sachverhalt bestätigen, finden sich u.a. bei SCHNEIDERHÖHN (1949), LEUTWEIN (1951) und WEDEPOHL (1962, 1964). VINE & TOURTELOT (1970) kompilierten eine Vielzahl geochemischer Daten von Biolithen der USA.

Geochemische Untersuchungen von Graphitgesteinen sind dagegen eher selten, einzelne Daten finden sich bei JANDA & SCHROLL (1960), BOBER et al. (1966), LONKA (1967) und ELHINNAWI et al. (1973). Diese Untersuchungen beweisen die prinzipielle Eignung der Spurenelementgeochemie zur Identifizierung der Edukte von Graphitgesteinen, zumindest soweit es sich um Spurenelemente handelt, deren Verteilung von der Metamorphose nicht beeinflußt wird. Nachdem die allgemeine geologische Umgebung, die Petrographie und die Haupt- und Nebenelementgeochemie – soweit sie bislang betrachtet wurde (vgl. 3.2.1, 3.2.2.) – bereits evident auf einen sedimentären Ursprung der graphitführenden Abfolgen im Passauer Wald hinweisen, soll im folgenden überprüft werden, inwieweit spezifische "kritische" Elemente in diesen Gesteinen angereichert sind, und ob dadurch weitere Aussagen zu den faziellen Bedingungen innerhalb des Sedimentationsraumes der Kropfmühl-Serie möglich sind. In diesem Zusammenhang gilt das Interesse hier den Elementen V, Cr, Mo, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Se, S, Fe und C.

5.1 Allgemeine Bemerkungen zur Geochemie C_{org}-reicher Sedimente

Die Anreicherung von Elementen in aquatischen Sedimenten wird im wesentlichen von folgenden Mechanismen kontrolliert:

- a) Anreicherung mit der detritischen Fraktion (Zufuhr klastischen Materials aus unterschiedlichen Liefergebieten);
- b) Anreicherung mit der Karbonatfraktion (betrifft vor allem die Elemente Ca, Mg und Sr);
- c) Adsorption an Tonminerale;
- d) Anreicherung von Elementen mit der organischen Fraktion (Organismen und von Organismen ableitbarer Detritus wie z.B. Kotpillen, Exuvien, Eier);
- e) Ausfällung chalkophiler Elemente als Sulfide bei negativem eH, Kopräzipitation geeigneter Elemente mit Sulfiden;
- f) Anreicherung durch Oxidation bei positivem eH (gilt vor allem für Fe und Mn);
- g) Anreicherungen im Zusammenhang mit hydrothormaler Aktivität innerhalb eines Sedimentationsraumes (vgl. z.B. MAR-CHIG et al. 1986).

In den Fällen c - f besteht eine direkte Abhängigkeit von der Verfügbarkeit der in Betracht kommenden Elemente in der Wassersäule, die wiederum in Relation steht zur Regeneration des Wasserreservoirs. Generell ist die absolute Anreicherung von Spurenmetallen abhängig von der Sedimentationsrate ("Verdünnung" durch Anlieferung von Detritus). Die Metallanreicherung - und diese interessiert uns hier vor allem - sollte daher prinzipiell mit der Akkumulationsrate des Sedimentes korreliert sein.

Zur Stabilität der hier betrachteten Elemente in aquatischer Umgebung gilt folgendes:

-V: Vanadium liegt im Meerwasser ionar als HVO_4^{2-} oder H_2VO_4^- vor. Eigene Minerale bilden sich unter marinen Bedingungen nicht. Unter stark reduzierenden Verhältnissen können V-Sulfide ausgefällt werden. Eine Bindung des Vanadiums an die terrigene Fraktion kann sich in einer positiven Korrelation mit Al ausdrücken (SERALATHAN & HARTMANN 1986). Wesentliches Agens zur Anreicherung von V ist jedoch die organische Substanz. Vanadium ist in der Lage, stabile Porphyrinkomplexe zu bilden (MACKENZIE et al. 1980, RILEY & SAXBY 1982, CHONGZHONG 1984, CHAKHMAKHCHEV et al. 1986). In Aschen von Erdöl,

- Bitumen und Ölschiefern kann V bis zur ökonomischen Nutzbarkeit angereichert sein. Generell ist dieses Element typisch für schlecht durchlüftetes, O_2 -armes Wasser.
- Cr: Chrom ist unter natürlichen Bedingungen dreiwertig. In wenig durchlüftetem Wasser bei leicht reduzierenden Verhältnissen (eH +5 bis -200mV) scheint Chrom bevorzugt angereichert zu werden (KREJCI-GRAF 1966). Daneben kann Cr an Tonminerale adsorbiert werden und sedimentiert dann mit der detritischen Sediment-Fraktion. Da Cr bevorzugt in basischen und ultrabasischen Magmatiten angereichert ist, mag die Cr-Konzentration im Sediment einen Hinweis auf die im Hinterland zur Verwitterung anstehenden Gesteine geben.
- Mo: Molybdän kann in stark reduzierenden Environments schwerlösliche Sulfide bilden, daneben ist eine Anreicherung von Molybdän durch Adsorption an absinkenden organischen Detritus möglich. In stark oxischen Sedimenten findet man mitunter Mo zusammen mit Mn-Oxiden angereichert (SERALATHAN & HARTMANN 1986). PILIPCHUK & VOLKOV (1974) kommen in einer Studie über das Verhalten des Molybdäns im Schwarzen Meer zu dem Ergebnis, daß im Meerwasser gelöstes Mo in den Sedimenten der anoxischen Zone überwiegend durch diagenetische Fixierung an organische Substanzen sowie durch Kopräzipitation mit Fe-Sulfiden angereichert wird. Wie V ist auch Mo ein typisches Element C_{org} -reicher Biolithe.
- Ni: Die Löslichkeit des Ni im Meerwasser ist durch die eH- und pH-Bedingungen nicht zu erfassen. Unter oxischen Bedingungen kann Ni durch Bindung an Fe- und Mn-Hydroxide angereichert werden. Bei anoxischen Verhältnissen scheint eine Kopräzipitation mit Fe-Sulfiden möglich zu sein, wiewohl JACOBS et al. (1985) selbst bei stark reduzierenden Verhältnissen in einem anoxischen Fjord Norwegens keine stabilen Ni-Sulfide beobachten konnten. Eine Möglichkeit der Anreicherung ist die Adsorption an Tonminerale sowie die Akkumulation in lebenden Organismen, in denen Ni eine bedeutende Rolle bei enzymatischen Prozessen spielt. Wie Vanadium, so kann auch

Nickel bei der Diagenese stabile Porphyrinkomplexe bilden. In Aschen von Kohlen und Erdöl ist Nickel oft beachtlich angereichert.

-Co: Kobalt wird einerseits bei negativem eH sulfidisch gefällt, daneben kann es durch Sorption an Tonminerale und organische Substanz mit der terrigenen und organischen Sedimentfraktion angereichert werden.

-Cu,Zn,Pb: Diese chalkophilen Elemente zeigen ein recht ähnliches Verhalten. Generell steigt ihre Mobilität mit sinkendem pH. Unter anoxischen Bedingungen werden sie als Sulfide präzipitiert. Cu kann, wie V und Ni, stabile Porphyrinkomplexe bilden und so mit der organischen Sedimentfraktion angereichert werden. Wie das Beispiel der permischen Kupferschiefer zeigt, können diese Elemente in bituminösen Sedimenten durchaus in bauwürdiger Menge akkumuliert sein.

-Se: Selen verhält sich chemisch ähnlich wie Schwefel. Das Element kann mit Fe-Sulfiden assoziiert sein, daneben ist bei reduzierenden Verhältnissen auch die Bildung von Seleniden (meist FeSe_2) möglich (YUDOVICH & KETRIS 1985). Biolithe zeigen oft eine überdurchschnittliche Anreicherung von Se. ELLRICH et al. (1985) verwenden die Selengehalte von Erdölen, neben Vanadium und Schwefel, zur Differenzierung unterschiedlicher Ölfelder.

-S: Schwefel, unter oxischen Verhältnissen als Sulfat-Ion in Lösung, wird den unter euxinischen Bedingungen gebildeten Sedimenten überwiegend als Bestandteil stabiler Metall-Sulfide zugeführt.

In O_2 -gesättigten Bereichen der Wassersäule wird abgestorbene organische Substanz durch bakterielle Prozesse oxidiert. Ist der vorhandene Sauerstoff aufgebraucht (sei es durch mangelnde Regeneration in stagnierenden Becken oder durch quantitativen Verbrauch des O_2 in Upwelling-Bereichen mit hoher biologischer Primärproduktion), so übernehmen anärobe Bakterien den Abbau organischer Substanzen, wobei zunächst Denitrifikanten aktiv werden, die Nitrate als Sauerstoff-Quelle nutzen, sodann sulfatreduzierende Bakterien (Desulfurikanten).

Die Aktivität dieser Desulfurikanten kann durch folgendes Reaktionsschema verdeutlicht werden:

$\text{CH}_2\text{O} + \text{SO}_4 = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{H}_2\text{S}$ (aus DEMAISON & MOORE 1980, CH_2O steht hier für die organische Substanz).

Das Redoxpotential nimmt dabei bis auf -400mV ab, das Wasser kann etwas alkalischer werden. Durch die Anwesenheit von H_2S ist die Voraussetzung zur Bildung von Sulfiden (in erster Linie Fe-Sulfide) gegeben. Nach BERNER (1970) bildet sich zunächst ein schwarzes, nicht kristallines Fe-Monosulfid, das dann in Pyrit überführt wird. Das Auftreten von Pyrit zusammen mit unzersetzter organischer Substanz in Sedimentgesteinen ist ein wesentliches Indiz für anärobie Verhältnisse während der Sedimentation und/oder der Diagenese. Die Bildung von Sulfiden anderer Elemente wurde bereits oben diskutiert.

-Fe: Normalerweise präzipitiert Eisen unter oxidischen Bedingungen als Oxid oder Hydroxid. Unter reduzierenden Bedingungen ist es in Gestalt des Fe^{2+} - Ions vergleichsweise mobiler. Bei Anwesenheit von H_2S wird jedoch ein Großteil des gelösten Fe^{2+} als schwerlösliches Fe-Monosulfid ausgefällt (siehe oben). Daneben gelangt Eisen als Bestandteil detritischer Tonminerale, Glimmer und Chlorite in die Sedimente.

Ein sehr ähnliches Verhalten zeigt als Übergangsmetall auch das Mangan, das jedoch im Gegensatz zu Eisen leichterlösliche Sulfide bildet, und somit unter anoxischen Bedingungen in Lösung geht. Mn ist in sapropelitischen Sedimenten daher oft verarmt. Mn-Anreicherungen können dagegen oberhalb der $\text{O}_2/\text{H}_2\text{S}$ -Grenzfläche stattfinden (vgl. DEGENS & STOFFERS 1977).

5.2 Der Chemismus der Graphitgesteine

Betrachtet man nun den Chemismus der Graphitgesteine aus dem Passauer Wald (Tab.14) im Lichte obiger Ausführungen, so können folgende Schlüsse gezogen werden:

- Gegenüber den Durchschnittswerten pelitischer Sedimente sind die graphitführenden Metamorphite des Passauer Waldes

neben Kohlenstoff und Eisen auch an den Spurenelementen V, Cr, Ni, Co und Cu angereichert.

- Die Bohrkernproben wurden teilweise zusätzlich auf S, Se und Mo analysiert und zeigen auch für diese Elemente starke Anreicherungen.
- Das Nordflöz zeigt verglichen mit dem Südflöz deutlich geringere Konzentrationen von C, Fe und den oben aufgeführten Spurenmetallen. Verantwortlich hierfür ist vermutlich verstärkte detritische Sedimentzufuhr, die hier eine stärkere Anreicherung des Kohlenstoffs und der spezifischen Spurenelemente verhindert hat (vgl. 5.1). Entsprechend zeigen die Proben des Nordflözes bezüglich ihres Hauptelementchemismus' auch eher die Zusammensetzung einer Grauwacke (vgl. 3.2.3).

Generell spiegeln die hohen C-, Fe-, S- und Spurenmetallgehalte deutlich einen reduzierenden Charakter des Ablagerungsraumes, in dem die sedimentären Vorläufer der Graphitgesteine zum Absatz kamen, wider.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
C o.Fl.	22,65	10,87	1,80	6,20	--	--	0,20
Fe	7,01	5,82	5,24	6,24	--	--	4,83
S	--	--	--	3,91	--	--	0,24
V	380	247	162	142	336	119	130
Cr	214	138	95	182	149	118	90
Co	175	69	36	43	10	17	19
Ni	124	105	73	101	63	92	68
Cu	324	220	123	150	33	39	45
Zn	37	89	80	76	35	27	95
Pb	24	34	21	7	19	19	20
Mo	--	--	--	7	11	8	2,6
Se	--	--	--	2,9	--	--	0,6

I=Südflöz, II=Nordflöz, III-Graphitgneise (Untertageaufschlüsse), IV-Graphitgneise (Bohrungen), V-ØGraphite (JANDA & SCHRÖLL 1960), VI-ØGraphitschiefer Ägypten (EL HINNAWI et al. 1973), VII-ØTonschiefer (WEDEPOHL 1971).

Tab.14: Arith. Mittelwerte der Analysenergebnisse von Graphitgesteinen aus dem Passauer Wald (I-IV). Zum Vergleich die Mittelwerte anderer Graphite (V,VI) und die Durchschnittszusammensetzung pelitischer Gesteine (VII).

Hohe Cr- bei vergleichsweise geringen V-Gehalten, zu beobachten insbesondere in verschiedenen Graphitgneisen aus den Bohrkernproben, die dann zu V/Cr-Verhältnissen führen, die um 1 schwanken, sind normalerweise charakteristisch für Gytjen (KREJCI-GRAF 1966, ERNST 1970, RÖSLER et al. 1971). Im vorliegenden Fall deuten jedoch hohe Graphitgehalte und beachtliche Mengen von sulfidischen Erzmineralen eher auf sapropelitische Ablagerungen. Möglicherweise sorgte der basische Vulkanismus, der in dem Ablagerungsraum wirksam war (vgl. 3.13), für eine besonders gute Verfügbarkeit von Cr (und auch Ni) im Meerwasser. Sorptive Bindung bevorzugt dieser Elemente an Tonminerale kann dann für eine überdurchschnittliche Anreicherung im Sediment verantwortlich sein. Diese Möglichkeit wird auch dadurch gestützt, daß in unmittelbarer Nähe der Bohrlokation Niederbrünst (Abb.2) - in den Graphitgneisen dieser Bohrung treten weitgehend unabhängig von den C-Konzentrationen die höchsten Cr- und Ni-Gehalte auf - mächtige Metabasite vorkommen, wie durch eigene Detailkartierungen nachgewiesen werden konnte. Auch ältere Kartierungen (DORN 1935, RITTER 1951) bestätigen den engen Verband von Gneisen und Amphiboliten in diesem Gebiet.

Andere Wege geht DILL (1983), der aufgrund höherer Cr-Gehalte einzelnen Graphiten einer vermutlich oberproterozoischen Bunten Gruppe in der Oberpfalz eine humitische Abkunft von "coal seams" zuschreibt. Da Humit ("humic matter") im üblichen Sinne (vgl. z.B. TIMOFEEV & BOGOLYUBOVA 1981) ein organisches Derivat höherer Pflanzen ist, die sich erst in jüngeren Epochen der Erdgeschichte entwickelt haben (die ersten Landpflanzen erscheinen mit den Rhyniophyta im Silur), erhebt sich die Frage, ob diese Bunte Gruppe bedeutend jünger ist, oder ob diese Graphite nicht doch von phytoplanktonischem, in sapropelitischer Umgebung abgelagertem Material abzuleiten sind, und die Cr-Anreicherung auf andere Ursachen zurückgeführt werden kann. DILL (op.cit.,S.11) beschreibt selbst "tuffitic material admixed into these sediments", wobei das tuffitische Material von Amphiboliten repräsentiert wird.

Die Elemente Pb und Zn sind in den Graphitgesteinen nicht wesentlich angereichert, z.T. eher verarmt, wenn man die Durchschnittsgehalte pelitischer Sedimente als Maßstab verwendet. Möglicherweise sind diese Metalle während der Metamorphose mobilisiert und abgeführt worden.

5.3 Statistische Untersuchungen

Um die Beziehungen einzelner Elemente oder Elementgruppen zueinander in den Graphitgesteinen zu untersuchen und auf ihre etwaige Aussagekraft zu überprüfen, wurden mit den Analysendaten der Bohrkernproben (Tab.A4 im Anhang) eine Korrelationsmatrix sowie eine Faktorenanalyse nach der Hauptachsenmethode mit Varimax-Rotation (SCHNELL & GEBHARD 1969) erstellt.

Diese Untersuchungen wurden auf die Bohrkernproben beschränkt, da hier ein relativ homogenes Datenset zur Verfügung stand mit nur geringer petrographischer Spannweite - 86% der Bohrkernproben stammen aus Graphitgesteinen. Auch verleiht hier die Anzahl der Probanden (n=200) der Statistik eine gewisse Signifikanz. Die Ergebnisse gelten freilich ebenso für die Graphitgesteine der Untertageaufschlüsse.

Den statistischen Berechnungen ging eine Normalitätsprüfung mittels des Rechenprogrammes NRMP (GEBHARDT 1969) voraus, die eine hinreichende Normalverteilung der verarbeiteten Elemente ergab.

5.3.1 Interelementkorrelation

Anhand der in der Korrelationsmatrix (Abb.32) dargestellten Interelementkorrelation sollen hier in erster Linie die Elemente C, Fe und S diskutiert werden. Diese wurden in die Faktorenanalyse nicht miteinbezogen, da die entsprechenden Analysen nur an einer begrenzten Anzahl der Proben durchgeführt worden waren. Das Verhalten der anderen Elemente läßt sich in der Faktorenmatrix besser untersuchen als in der Korrelationsmatrix, wiewohl in dieser dieselben Trends natürlich auch ablesbar sind.

C												
	Fe	S	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Mo	Se	
C	1,000											
Fe	-0,112	1,000										
S	0,328	0,558	1,000									
V	-0,183	0,005	-0,235	1,000								
Cr	-0,404	0,377	0,147	0,591	1,000							
Co	0,044	0,867	0,586	-0,007	0,198	1,000						
Ni	0,044	0,698	0,674	0,045	0,267	0,820	1,000					
Cu	0,006	0,448	0,315	-0,083	-0,057	0,709	0,659	1,000				
Zn	-0,250	0,466	0,022	0,102	0,094	0,430	0,154	0,217	1,000			
Pb	0,208	-0,134	-0,040	-0,086	-0,193	-0,050	-0,028	0,007	0,060	1,000		
Mo	0,152	0,319	0,222	0,562	0,431	0,304	0,366	0,129	0,043	-0,013	1,000	
Se	-0,021	0,491	0,714	0,104	0,477	0,476	0,741	0,274	-0,087	-0,060	0,436	1,000

Abb.32: Korrelationsmatrix ausgewählter Elemente. 50 Probanden. Erläuterung siehe Text.

- Kohlenstoff

Der Kohlenstoff (=Graphitkohlenstoff) zeigt zu keinem anderen Element eine engere Beziehung, auch nicht zu typisch biophilen Elementen wie V, Ni oder Mo.

Ein ähnliches Verhalten konstatieren VOLKOV & FOMINA (1974) im Falle des org. Kohlenstoffes von Sedimenten des Schwarzen Meeres. Die Autoren ziehen den Schluß, daß nicht primär die organische Substanz wesentlich zur Anreicherung spezifischer Spurenelemente beiträgt, sondern daß Veränderungen der Hydrodynamik und Hydrologie (Etablierung stabiler Wasserkörper unterschiedlicher Dichte, Erniedrigung des eH im Tiefenwasser, damit gekoppelt Erhöhung des pH) zur Akkumulation sowohl von org. Kohlenstoff wie auch der verschiedenen Spurenmetalle beitragen.

Im Falle der Graphitgesteine der Kropfmühl-Serie ist die Anwesenheit des (Graphit-) Kohlenstoffes sicheres Anzeichen für reduzierende Bedingungen bei der Ablagerung und Diagenese der sedimentären Vorläufer. Die fehlende Korrelation mit anderen Elementen kann jedoch hier in erster Linie als Beweis dafür gewertet werden, daß offenbar keine Fremdelemente in das Gitter des Graphits eingebaut werden. Das zeigt sich auch deutlich am Spurenelementchemismus einzelner Proben (z.B. Probe 407 - "Syenitpegmatit" mit eingeschlossenem Graphit), die zwar durchaus Graphit führen, dennoch aber an den für Metabiolithe charakteristischen Spurenelementen völlig verarmt sind. Zu denselben

Ergebnissen kamen auch JANDA & SCHROLL (1960), die feststellten, daß mit steigenden Aschegehalten (=Nebengestein) der Graphite auch die Gehalte an Spurenelementen ansteigen.

Bei der Diagenese und Metamorphose C_{org} -reicher Sedimente brechen bei stärkerer thermischer Belastung die organischen Verbindungen auf und die möglicherweise in organischen Komplexen gebundenen Metalle werden frei. Diese werden dann offensichtlich in Mineralphasen der Metamorphose (im vorliegenden Fall hauptsächlich Biotit) inkorporiert.

- Eisen

Eisen ist hoch korreliert mit Co und Ni, weniger deutlich mit S, Se, Zn und Cu. In den prämetamorphen sedimentären Edukten der Graphitgesteine wurde Eisen im wesentlichen als Bestandteil detritischer Komponenten (Tonminerale, Glimmer, Chlorit) sowie von Sulfiden angereichert. In den metamorphen Derivaten dieser Sedimente sind Biotit und Magnetkies die wichtigsten Fe-Träger. Die mäßige Korrelation von Eisen und Schwefel mag Ausdruck dieser Aufspaltung sein. Der Vergleich der Korrelationskoeffizienten anderer Elemente jeweils mit Eisen und Schwefel kann einen Hinweis darauf geben, ob dieses Element eher Affinitäten zu Magnetkies oder bevorzugt zu Biotit (in diesem Fall sollte die Korrelation mit S geringer sein) zeigt. So gesehen scheint Co eher Biotit zu bevorzugen, während sich Ni indifferent verhält. Cu und Zn zeigen hier eine stärkere Affinität zu Eisen als zu Schwefel, obwohl insbesondere Kupfer selbständige Sulfidphasen ausbildet (wobei zu beachten ist, daß Kupferkies - das einzige Kupfer-Sulfid der Graphitgesteine (vgl. 3.2.2) - als $CuFeS_2$ über 30% Fe enthält (RÖSLER & LANGE 1976)).

Überraschend ist, daß die Elemente V und Cr überhaupt keine Beziehung zu Fe zeigen, obwohl Biotite die wichtigsten Träger dieser Elemente in den Graphitgesteinen sind (vgl. auch HAACK 1969).

Generell drängt sich so der Eindruck auf, daß die Korrelation mit Fe bevorzugt die Wirkung der sulfidischen Komponente beschreibt.

- Schwefel

Schwefel korreliert hoch mit Selen, was aufgrund der engen chemischen Verwandtschaft dieser Elemente auch zu erwarten ist, sowie mit Ni und Co. Zu Kupfer und Molybdän bestehen weniger signifikante Beziehungen, während Zn und Pb keinerlei Affinität zu Schwefel aufweisen. Die hohe Korrelation mit Co und Ni findet eine Bestätigung in den Untersuchungen von ROST (1940), der in Pyrit und Magnetkies aus Kropfmühl Ni-Gehalte bis max. 1400ppm und Co-Gehalte bis max. 2000ppm fand, daneben Cu-Konzentrationen bis 700ppm.

Dieser Befund spricht dafür, daß Co und Ni primär als Kopräzipitate von Eisen-Monosulfiden (vgl. 5.1) in das Sediment gelangten. JACOBS et al. (1985) fanden in framboidalen Pyriten eines anoxischen Fjordes in Norwegen 300ppm Ni, 300ppm Co und bis zu 5000ppm Cu. Weitere Daten zu Spurenelementkonzentrationen in Pyriten und Magnetkiesen finden sich bei LOFTUS-HILLS & SOLOMON (1967), CAMBEL & JARROVSKY (1970) und RAISWELL & PLANT (1980).

5.3.2 Faktorenanalyse

Die Beziehungen der Spurenelemente lassen sich deutlicher in der Faktorenmatrix (Abb.33) demonstrieren, die zum einen klar die in der Korrelationsmatrix erkennbaren Affinitäten zwischen einzelnen Elementen widerspiegelt, daneben den gravierenden Vorteil besitzt, die große Datenmenge – das bearbeitete Datenkollektiv umfaßt bei 200 Probanden mit je neun Analysenwerten immerhin 1800 Einzelmerkmale – durch wenige (theoretisch) unabhängige Merkmale zu repräsentieren, ohne den Informationsinhalt der Merkmalsgesamtheit wesentlich zu verringern.

Bei der hier durchgeführten Faktorenanalyse nach der Hauptachsenmethode mit Varimax-Rotation erklären 3 Faktoren 93,74% der Gesamtvarianz, der 4. Faktor ist demgegenüber nur von geringer Signifikanz.

	I	II	III	IV
V	-0,812	-0,035	0,118	-0,087
Cr	-0,801	0,033	-0,274	0,194
Co	-0,159	-0,912	0,161	-0,159
Ni	-0,345	-0,853	-0,256	-0,189
Cu	0,156	-0,762	0,160	0,112
Zn	-0,045	-0,261	0,615	-0,086
Pb	0,064	-0,039	0,004	-0,434
Mo	-0,669	-0,147	-0,069	0,104
Se	-0,446	-0,371	-0,695	-0,211

Abb.33: Matrix der rotierten Faktoren. 200 Probanden. Die Faktoren I bis III erklären 93,74% der Gesamtvarianz. Erläuterung siehe Text.

- Faktor I enthält mit hoher Faktorladung die Elemente Vanadium und Chrom. mit etwas geringerer Ladung tritt Molybdän dazu. Wir finden hier also zwei Elemente - V und Mo -, die, wie eingangs ausgeführt, eine deutliche Affinität zu biologischen Prozessen (Stoffwechsel, enzymatische Prozesse) der lebenden Organismen zeigen. Daneben erscheint hier das Chrom, das vermutlich durch sorptive Bindung an Tonminerale dem sedimentären Ausgangsmaterial der Graphitgesteine zugeführt wurde.

Die gemeinsame Bindung an einen Faktor erklärt sich am ehesten dadurch, daß diese Elemente im Zuge der Metamorphose in dasselbe Mineral, den Biotit, inkorporiert wurden.

- Faktor II vereinigt die Elemente Co, Ni und Cu, die, wie in 5.1 ausgeführt wurde, in reduzierender Umgebung als Sulfide ausgefällt wurden (Cu), oder als Kopräzipitate von Fe-Monosulfiden (Co, Ni) sedimentieren. Man kann hier also von einem Faktor der sulfidischen Präzipitation sprechen. Die Beziehungen dieser Elemente zu Schwefel einerseits und zu Eisen andererseits wurden in 5.3.1 diskutiert. Die Verteilung der Elemente in der Sulfidphase wurde offenbar durch metamorphe Ereignisse, insbesondere die Bildung von Magnetkies aus Pyrit (CARPENTER 1974), nicht wesentlich beeinflusst.

Interessant ist, daß Nickel, das auch in hohem Maße in biologische Prozesse eingebunden sein kann - man beachte die zwar wenig signifikante, aber doch vorhandene Affinität

zu "Biofaktor" I (Faktorladung -0,345) - hier deutlich mit der Sulfidphase konform geht.

- Faktor III trägt nur mit 18.07% zur Gesamtvarianz bei. Er enthält mit geringer Faktorladung die Elemente Se und Zn, die jedoch unterschiedliche Vorzeichen besitzen und somit in keiner Beziehung zueinander stehen.
- Faktor IV hat nur geringe Aussagekraft. Die höchste Ladung hat hier das Blei (-0,434), das zu keinem der anderen Elemente irgendeine Affinität zeigt, auch nicht zu Zink, mit dem es chemisch eng verbunden ist.

5.3.3 Fazielle Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Graphitgesteine

Weisen schon die absoluten Konzentrationen der hier besprochenen Elemente berechtigt auf eine Abkunft der Graphitgesteine von unter reduzierenden Bedingungen abgelagerten Sedimentgesteinen hin, so lassen sich - trotz der später erfolgten (poly-)metamorphen Überprägung(en) - durch Interelementkorrelationen und die Faktorenanalyse einige Details der Spurenmetallanreicherung herausfiltern, die in mehrerlei Hinsicht mit Anreicherungsmustern rezenter und fossiler euxinischer Sedimente (vgl. z.B. BRONGERSMA-SANDERS 1970, HIRST 1974, BRUMSACK 1980, LEVENTHAL & HOSTERMAN 1982, PAPAVALASSILIOU & COSGROVE 1982, GLIKSON et al. 1985) verglichen werden können.

So deutet, wie oben ausgeführt, vieles darauf hin, daß bei den sedimentären Vorläufern der Graphitgesteine die Anreicherung von V und Mo mit der organogenen Fraktion erfolgte, während die Spurenmetalle Co, Ni und Cu mit der Sulfidphase in einem H_2S -Regime präzipitiert wurden. Selen zeigt eine enge Beziehung zu Schwefel und bildete möglicherweise auch diskrete Selenid-Phasen (YUDOVICH & KETRIS 1985). Zink und Blei zeigen weder Beziehungen zueinander noch zu den anderen Elementen, wofür möglicherweise Mobilisations- und Umverteilungsprozesse während der Metamorphose verantwortlich sind.

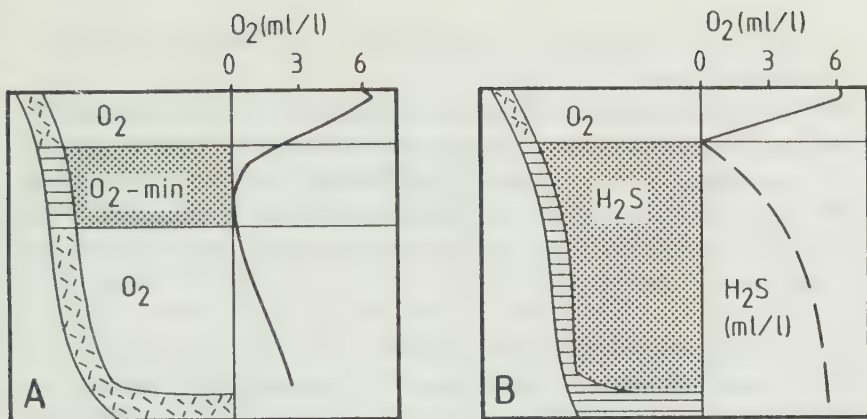


Abb. 34: Bildungsbereiche $Carc$ -reicher Sedimente mit idealisierten Sauerstoff-(Schwefelwasserstoff)-Profilen. (verändert nach BRUMSACK 1986). A-Sauerstoffminimumlage (Upwelling), B-stagnierendes Becken (Typ Schwarzes Meer).

Im folgenden wird nun der Versuch unternommen, vermitteltst aktualistischer Betrachtungen das Environment der Bildung der Graphitgneise genauer zu umreißen.

$Carc$ -reiche Sedimente, wie sie als Ausgangsmaterial der Graphitgneise postuliert werden müssen, bilden sich rezent im wesentlichen in zwei unterschiedlichen Faziesbereichen (Abb. 34):

- 1) In Schelfbereichen mit hoher biologischer Primärproduktion, wie sie rezent in Upwelling-Bereichen z.B. auf dem Schelf vor der SW-afrikanischen Küste (Namibia), vor Peru oder im Gulf of California zu beobachten sind. Hier erfolgt die Anreicherung von organischer Substanz im Sediment durch die hohe Produktionsrate des Planktons in O_2 -reichen Oberflächenwässern, die daraus resultierende Verminderung des O_2 -Gehaltes in den darunterliegenden Wasserschichten (O_2 -Minimumzone) und schließlich durch die hohe Sedimentationsrate und rasche Einbettung der organischen Substanz (DEMAISON & MOORE 1980, BRUMSACK 1983).

2) In anoxischen Sedimentationsbecken mit freiem H_2S in der Wassersäule.

Rezentsbeispiele sind das Schwarze Meer und die Baltische See. Hier reichert sich die organische Substanz durch allgemein geringe Sedimentationsraten auch bei "normaler" oder vergleichsweise geringer organischer Primärproduktion an; wesentlich sind nur O_2 -freie Tiefenwässer (vgl. z.B. GLENN & ARTHUR 1985).

In den letzten 5-10 Jahren wurde - insbesondere auch im Zuge der DSDP-Bohrungen - eine Vielzahl geochemischer Daten von marinen Sedimenten entsprechender Ablagerungsbereiche gesammelt. Diese machen deutlich, daß eine Unterscheidung C_{org} -reicher Sedimente aus Upwelling-Bereichen und aus anoxischen Becken (Typus Schwarzes Meer) mit Hilfe des Spurenelementchemismus durchaus möglich ist. In der Tabelle 15 sind entsprechende Analysen kompiliert. Hier reflektiert der Spurenelementchemismus der Sedimente im wesentlichen die Zusammensetzung der organischen Substanz, die in diesen Regionen in großer Menge relativ rasch akkumuliert, sowie Regenerationsprozesse innerhalb der Wassersäule. Wiewohl auf diese Weise einzelne Spurenelemente angereichert werden können

	I	II	III	IV	V	VI
C_{org}	4,35	12,2	21,2	9,35	5,9	1,32
Fe	2,15	1,8	1,4	1,84	4,72	3,87
S	0,49	-	-	-	-	-
V	101	-	-	-	99	225
Cr	44	-	-	145	81	143
Co	6,6	-	-	-	-	26
Ni	38	87	160	87/108	51	82
Cu	27	61	76	68	37	38
Zn	88	92	98	54	135	98
Pb	17	-	-	12	-	13
Mo	11,9	-	-	-	-	13

I=Gulf of California (BRUMSACK 1986). II=Peru core 7706-39 (aus BRUMSACK 1983). III=Peru core 7706-36 (aus BRUMSACK 1983). IV=SW-Afrikanischer Schelf (aus BRUMSACK 1983). V=Bal-tisches Meer (aus BRUMSACK 1983). VI=Schwarzes Meer (HIRST 1974).

Tab.15: Analysen C_{org} -reicher Sedimente aus Upwelling-Gebieten (I-IV) und stagnierenden Becken (V/VI).

(CALVERT & PRICE 1970, FOWLER 1977, CHESTER et al. 1978), so finden sich doch in Upwelling-Sedimenten, die unter rezenten ozeanographischen Bedingungen abgelagert werden, in keinem Fall Spurenelementanreicherungen, die mit denen von in anoxischen Becken abgelagerten Sedimenten vergleichbar sind. BRUMSACK (1983) konnte nachweisen, daß der Chemismus von Upwelling-Sedimenten durch ein relativ simples Mixing-Modell aus dem Chemismus von Phytoplankton und einem "durchschnittlichen" Tonsediment erklärt werden kann.

Demgegenüber sind die Sedimente anoxischer Becken mit geringen Sedimentationsraten und H_2S im Tiefenwasser trotz möglicherweise ähnlichen Co_{org} -Anreicherungen deutlich verschieden, insbesondere zeigen sie oft wesentlich höhere Gehalte an den Spurenelementen Mo, V, Ni, Cu und Co.

Vergleicht man nun die absoluten Konzentrationen der entsprechenden Elemente in den Graphitgesteinen (Tab.14), so zeigen sich hier stringentere Affinitäten zu euxinischen Sedimenten eines "Schwarzmeer-Typs" als zu Co_{org} -reichen Upwelling-Sedimenten.

Somit lassen sich folgende Schlüsse bezüglich der Fazies im Ablagerungsraum der sedimentären Vorläufer der Graphitgesteine ableiten:

- Die Sedimentation erfolgte in einem restrikten Milieu bei O_2 -Untersättigung, H_2S im Tiefenwasser und somit bei niedrigem eH (<0).
- Die Sedimentationsrate war gering, jedoch wurde die Anreicherung von Co_{org} und den spezifischen Neben- und Spurenelementen lokal durch detritische Schüttungen behindert (vgl. Nordflöz, "Versandung" von Flözen in anderen Teilen des Bergwerks).
- Eine stabile Schichtung von Wasserkörpern unterschiedlicher Dichte, wie sie z.B. im Schwarzen Meer ausgebildet ist (salinare Tiefenwässer hoher Dichte unter Wasserschichten geringerer Salinität und somit geringerer Dichte), kann weder ausgeschlossen noch bestätigt werden. Prinzipiell müssen freilich besser durchlüftete Oberflächenwässer gefordert werden, da diese für die Existenz und Reproduktion planktonischer Organismen, die letztendlich die alleinige

Quelle des organischen Kohlenstoffs im Sediment darstellen, unabdingbar sind.

- Wassertiefe und Festlandsentfernung sind schwer abzuschätzen. Generell sprechen die häufigen Karbonateinschaltungen für eine Sedimentation oberhalb der CCD (carbonate compensation depth). Die bereits oben erwähnte "Versandung" von Graphitflözen, die in den Untertageaufschlüssen beobachtet werden kann sowie auch der grauackonähnliche Chemismus der detritischen Fraktion des Nordflözes (vgl. 3.2.3) deuten auf die Möglichkeit klastischer Schüttungen von einem nicht allzu weit entfernten Festland hin (vgl. auch Kap. 7.).

Verfolgt man die graphitführenden Bunten Gruppen des Moldanubikums vom Passauer Wald über Černá und Český Krumlov in Südböhmen in einem weiten Bogen um den moldanubischen Pluton in das niederösterreichische Waldviertel (Graphitbergbaue Mühldorf, Trondorf usw. - vgl. HOLZER 1963, 1964a, 1964b), so wird - es sei unterstellt, daß es sich bei diesen Bunten Gruppen um stratigraphische Äquivalente handelt - deutlich, daß der Sedimentationsraum der sapropelitischen Edukte der Graphitgesteine kein eng begrenztes Spezialbecken war, sondern ein über Hunderte von Kilometern sich erstreckender Ablagerungsraum. Es sei dahingestellt, ob graphitführende bunte Abfolgen des Schwarzwaldes (ALTHERR 1979) und der Vogesen (HAMEURT 1967), die den Bunten Gruppen des Moldanubikums der Böhmisches Masse zumindest bezüglich der faziellen Eigenheiten ihrer sedimentären Vorläufer sehr ähnlich zu sein scheinen, diesen auch stratigraphisch entsprechen, was die Dimension dieses anoxischen Beckens wesentlich erweitern würde.

Die in allen diesen graphitführenden Bunten Gruppen auftretenden Metabasite können als Indiz für einen eugeosynklinalen Charakter dieses (oder dieser) ehemaligen Sedimentationsbeckens gedeutet werden (vgl. 3.13).

Betrachtet man anoxische Sedimente jüngerer geologischer Epochen, so mag hier als Beispiel und zum Vergleich der Atlantische Ozean und die westliche Tethys zur Zeit der unteren O-Kreide (Cenoman/Turon) angeführt sein, wobei es

sich hier freilich nur um ein ausgewähltes anoxisches Event handelt, die in der Erdgeschichte häufiger auftreten und dann oft mit gravierenden biologischen Einschnitten verbunden sind (WALLISER 1986).

Durch eine Vielzahl von DSDP-Bohrungen im südlichen und vor allem nördlichen Atlantik sowie durch Untersuchung zeitgleicher Sedimente in Nordafrika, im Süden der Iberischen Halbinsel und in Italien konnte nachgewiesen werden, daß der eugeosynklinale, sich öffnende Atlantische Ozean und seine miogeosynklinalen Randbecken, die westliche Tethys, während der Cenoman-Turon-Wende durch mangelnde Zirkulation in Stagnation verfiel und sich anoxische Tiefenwässer ausbildeten, die zur Bildung sapropelitischer Schwarzsedimente führten (vgl. BRUMSACK 1980,1986, VAN GRAAS et al. 1983, STEIN 1986, sowie die entsprechenden DSDP-Initial Reports).

Möglicherweise wurde der oberproterozoische/altpaläozoische(?) Sedimentationsraum der moldanubischen Bunten Gruppen von einem vergleichbaren Ereignis betroffen (vgl. auch 7.)

6. Zur Isotopengeochemie des Kohlenstoffs

War der Nutzen der Isotopenzusammensetzung des Kohlenstoffs von Graphiten als Argument für seine Genese einst heftig umstritten (WICKMAN & VON UBISCH 1951, CRAIG 1953, 1954, RANKAMA 1954, LANDERGREN 1957), so wird in jüngerer Zeit – dank der erweiterten Kenntnis der Geochemie und Bio-geochemie der stabilen Kohlenstoffisotope – mit wesentlich größerem Selbstverständnis die Isotopenzusammensetzung von Graphiten zu genetischen Aussagen herangezogen (HAHN-WEINHEIMER 1971, DOBNER et al. 1978, HAHN-WEINHEIMER & HIRNER 1981, WEIS et al. 1981, CHUKHROV et al. 1983).

Die Isotopenverhältnisse von Graphiten aus der Lagerstätte Kropfmühl sowie einige Proben aus der unweit Kropfmühl gelegenen Lagerstätte Ficht wurden von HAHN-WEINHEIMER & MARKL (1968) bestimmt und interpretiert (vgl. auch HAHN-WEINHEIMER et al. 1968). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden daher keine eigenen Isotopenuntersuchungen durchgeführt.

Dennoch sollen im folgenden – anbetachts der Bedeutung, die die Isotopengeochemie für die Interpretation der Genese von Graphiten erlangt hat – die isotopengeochemischen Prozesse und ihre Interpretationsmöglichkeiten kurz diskutiert werden.

In Abb.35 wurde eine Vielzahl von Isotopenverhältnissen von Graphiten internationaler Vorkommen zusammengestellt.

Auch die Ergebnisse von HAHN-WEINHEIMER & MARKL (op. cit.) werden vorgestellt.

6.1 Allgemeine Vorbemerkungen

Der Kohlenstoff bildet zwei stabile Isotope, das schwerere ^{13}C und das leichtere ^{12}C . Das ^{12}C -Isotop ist mit einer durchschnittlichen Häufigkeit von 98,89% wesentlich verbreiteter als das ^{13}C -Isotop (1,11% – Angaben nach SCHWARCZ 1969).

Die Isotopenzusammensetzung von Elementen wird mit Hilfe von Massenspektrometern ermittelt und durch die sog. δ -Notation ausgedrückt, wobei im Falle des Kohlenstoffes gilt:

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Probe}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Standard}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Standard}}} \times 1000 \text{ ‰}$$

Die Isotopenzusammensetzung wird also als relative Abweichung von einem Standard angegeben, wobei sich international der Chicago-PDB-Standard durchgesetzt hat (PDB = Peedee Belemnite, U-Kreide, S-Carolina).

Für die Isotopenzusammensetzung des Kohlenstoffs organischer Substanzen (vom lebenden Organismus bis hin zu von organischem Material abgeleitetem Graphitkohlenstoff) sind im wesentlichen folgende Prozesse verantwortlich:

- primäre Photosyntheseprozesse, die zur biologischen Fixierung von Kohlenstoff führen in Abhängigkeit ökologischer und fazieller Parameter wie Temperatur, eH, pH, CO₂-Gehalte und Wassertiefe (im Falle mariner Organismen).
- Art der Zersetzung und/oder Einbettung der organischen Substanz nach dem Absterben der Organismen, Fraktionierungsprozesse bei der Diagenese.
- Isotopieeffekte bei der Gesteinsmetamorphose (hier auch Inkohlungsprozesse).

5.2 Biochemische Isotopeneffekte

Die Bedeutung photosynthetischer Prozesse für die Geochemie des Kohlenstoffs wird durch die Tatsache unterstrichen, daß pro Jahr 200 - 500 Billionen Tonnen Kohlenstoff in die Photosynthese eingeschleust werden (HESS 1977).

Die erste isotopische Fraktionierung des Kohlenstoffs bei seiner Einbeziehung in die Biosphäre beruht auf kinetischen Effekten während Kohlenstoff-fixierender enzymatischer Prozesse (=Photosynthese) und resultiert in einer Bevorzugung des leichten ¹²C-Isotops im Stoffwechsel der Pflanzen und Bakterien. Den autotrophen Organismen stehen im wesentlichen zwei Kohlenstoffquellen zur Verfügung:

- atmosphärisches CO_2 : $\delta^{13}\text{C}$ ca. -7‰
- das Bikarbonat-Ion HCO_3^- : $\delta^{13}\text{C}$ ca. -0,5‰

Die Assimilation von CO durch autotrophe Organismen und von CH_4 durch heterotrophe sog. "Methylothrophe" (Bakterien, deren Stoffwechsel in der Lage ist, Methan zu oxidieren) ist für den quantitativen Kohlenstoffumsatz nur von untergeordneter Bedeutung.

Die isotopische Zusammensetzung photosynthetisierender Organismen ist nun keineswegs identisch, sondern je nach den Sekundärvorgängen der Photosynthese (es sind dies die Prozesse, bei denen CO_2 mit Hilfe des aus der Photolyse stammenden Wasserstoffs zu Kohlenhydraten reduziert wird) und den spezifischen Umwelteinflüssen sehr unterschiedlich (DEGENS 1969, CALDER & PARKER 1973, DEINES 1980, SCHIDLowski et al. 1983).

Generell gilt, daß die terrestrische Biomasse gegenüber dem ozeanischen Bikarbonat-Kohlenstoff - dieser repräsentiert die Hauptmasse des anorganischen Kohlenstoffs im exogenen Austauschreservoir der Erdoberfläche - um ca. 25±5‰ an dem leichten ^{12}C -Isotop angereichert ist (SCHIDLowski et al. 1983).

6.3 Einflüsse der Dia-, Kata- und Metagenese auf die Isotopenzusammensetzung organischer Kohlenstoffverbindungen

Für die prämetamorphen Umwandlungen C_{org} -haltiger Sedimente sollen hier die in der organischen Geochemie üblichen Begriffe verwendet werden. Die Diagenese umfaßt dabei ein sehr frühes Stadium im Temperaturbereich $\leq 50^\circ\text{C}$, was in etwa der Frühdiagenese des geologischen Sprachgebrauchs entspricht. Den Temperaturbereich zwischen 50 und 150°C bezeichnet man als Katagenese, der sich bei steigenden Temperaturen die Metagenese anschließt ($150\text{--}250^\circ\text{C}$), die im oberen Teil mit der niedrigstgradigen Metamorphose (WINKLER 1979) überlappt.

Durch die Diagenese wird der Biosphäre entzogenes organisches Material in Kerogen überführt, eine unlösliche makromolekulare Substanz unterschiedlicher Zusammensetzung (DURAND 1980). Man unterscheidet nach dem Chemismus:

- Kerogen I: Derivat mikrobiologischer Komponenten, hoher Lipid- und Wasserstoffgehalt, $H/C \geq 1,7$;
- Kerogen II: $1,7 > H/C > 0,8$, vermittelt zwischen Kerogen I und Kerogen III;
- Kerogen III: abgeleitet von höheren Pflanzen, wasserstoffarm, $H/C \leq 0,8$; In diese Gruppe gehören die meisten Kohlengesteine;

Veränderungen der Kohlenstoffisotopenzusammensetzung eines Kerogens im Zuge der Dia-, Kata- und Metagenese sind immer mit Prozessen gekoppelt, bei denen Kohlenstoff abgegeben wird. Hat dieser entweichende Kohlenstoff ein signifikant anderes Isotopenverhältnis als das Residuum, so wird sich aus Gründen der Isotopenbilanz auch dessen Isotopenzusammensetzung verändern.

Folgende Prozesse können dabei eine Rolle spielen:

- Verlust von ^{13}C -reichen Karboxylgruppen in einem frühen Stadium der Kerogenbildung führt zu einer relativen ^{12}C -Anreicherung in den Residuen (PETERS et al. 1981).
- Abspaltung von ^{12}C -reichen Kohlenwasserstoffen (Bildung von Erdöl und Erdgas).

Die Menge von Kohlenstoff, die als Erdöl oder Erdgas dem Kerogen entzogen wird, ist abhängig von dem zur Verfügung stehenden Wasserstoff. Daneben spielen hier sedimentologische Faktoren eine Rolle, so zum Beispiel die Porosität des Gesteins, von der es abhängig ist, ob die Kohlenwasserstoffe von der Reaktionszone abwandern können.

Wasserstoffarmes Kerogen III wird dabei geringere $\delta^{13}C$ -Veränderungen erfahren als ein wasserstoffreiches Kerogen I.

Die Anreicherung des leichten ^{12}C -Isotopes in den entweichenden Kohlenwasserstoffen ist auf ein bevorzugtes Aufbrechen der ^{12}C - ^{13}C -Bindungen bei thermischem Streß zurückzuführen (SILVERMAN 1964, SACKETT et al. 1968, DEGENS 1969, BAKER & CLAYPOOL 1970, McKIRDY & POWELL 1974, MAASS et al. 1975, PETERS et al. 1981). Theoretisch kann durch

derartige Prozesse eine ^{13}C -Anreicherung im residuierenden Kerogen von einigen % eintreten.

PETERS et al. (1981) erreichten im Laborversuch einen $\delta^{13}\text{C}$ -Anstieg von 4,5%.

Generell sind die während der Dia-, Kata- und Metagenese eintretenden Veränderungen der Isotopenverhältnisse eher gering. Im wesentlichen wird die Isotopenzusammensetzung der Kerogene in diesen Stadien von ihren biologischen Vorläufern kontrolliert (REDDING et al. 1979). Einschneidendere Veränderungen treten erst in der fortgeschrittenen Metagenese und Metamorphose auf.

6.4 Isotopeneffekte bei der Metamorphose

Im Zuge der Metamorphose wird jedes Kerogen sukzessiv über diverse Zwischenstadien (LANDIS 1971, GREW 1974, DIESSEL & OFFLER 1975, ITAYA 1981) in wohlgeordneten kristallinen Graphit, d.h. reinen Kohlenstoff, überführt. Durch folgende Prozesse kann dabei eine Veränderung der Isotopenzusammensetzung bewirkt werden:

- weiterer Verlust leichter ^{12}C -Isotope, bedingt durch zunehmenden thermokatalytischen Stress und damit verbundener Aufspaltung der ^{12}C - ^{12}C -Bindungen im Zuge der während der ansteigenden Metamorphose quantitativen Wasserstoffabgabe (vgl. oben). Eine Isotopenfraktionierung durch Verlust flüchtiger Bestandteile (hauptsächlich Methan) kann nur bis zu dem Stadium stattfinden, in dem ein kristallographisch wohlgeordneter Graphit vorliegt, was nach LANDIS (1971) bei ca. 500°C der Fall ist. GREW (1974) gibt unterschiedliche Temperaturen für verschiedene metamorphe Terrains an.
- Isotopenaustauschvorgänge zwischen organischer Substanz und koexistierenden Karbonatmineralen, meist Calcit oder Dolomit, können zu signifikanten Veränderungen der Isotopenzusammensetzung von Graphiten führen. Als Folge davon wird die Differenz der Isotopenverhältnisse zwischen Graphit- und Karbonatkohlenstoff

$$\Delta(\text{carb-graphit}) = \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{graphit}},$$

die im nichtmetamorphen Sediment 20-30% beträgt - und zwar bereits seit dem Archäikum (EICHMANN & SCHIDLOWSKI 1975, SCHIDLOWSKI et al. 1975,1976) - immer geringer (HAHN-WEINHEIMER 1965,1971, SHABO & MAMCHUR 1973, ANDREAE 1974, KONIKOV 1975, WADA & OANA 1975, HOEFS & FREY 1976, PINEAU et al. 1976, KWIECINSKA & BARANSKI 1977, PERRY & AHMAD 1977, WADA 1977, SCHIDLOWSKI et al. 1979, KORZHINSKIY & MAMCHUR 1981, VALLEY & O'NEIL 1981, KREULEN & VAN BEEK 1983, WADA & SUZUKI 1983, MORIKIYO 1984, ARNETH et al. 1985).

Für isotopisch schwere Graphite, die durch den zuletzt genannten Prozeß entstanden, wurde oft eine anorganische Bildung angenommen (RANKAMA 1954, WICKMAN 1956, PINEAU et al. 1976, WADA 1977), wobei meist die Reduktion von CO_2 als graphitproduzierende Reaktion betrachtet wurde. Jedoch sprechen zum einen thermodynamische Betrachtungen (CRAIG 1954), zum anderen geologische Befunde eher dafür, daß die meisten Graphitvorkommen in der Erdkruste, einschließlich der isotopisch relativ schweren Graphite, von organischem Primärmaterial abgeleitet werden kann (vgl. auch 6.6). So gilt:

- CO_2 ist über den gesamten Temperaturbereich der Metamorphose stabil, wenn keine reduzierenden Substanzen vorhanden sind.

In jüngerer Zeit wird eine Entstehung von Graphit aus CO_2 -reichen fluiden Phasen in tiefen Krustenstockwerken (granulitfazielle Metamorphosebedingungen) diskutiert (GLASSLEY 1982, LAMB & VALLEY 1984). Ob diese Prozesse für größere Graphitakkumulationen verantwortlich sein können, ist bislang nicht geklärt.

- Nur in Gegenwart starker Reduktionsmittel wie metallischen Katalysatoren (z.B. Eisen) oder freiem Wasserstoff kann aus CO_2 oder CaCO_3 Kohlenstoff freiwerden, wie auch GIARDINI et al. (1968) im Experiment feststellten. Jedoch sind sowohl elementare Metalle als auch freier Wasserstoff in der Erdkruste eher selten, so daß diese Reaktionen kaum das rela-

tiv häufige Auftreten von Graphit in metamorphen Terrains erklären können.

- Eine Ausnahme stellt in diesem Zusammenhang das System Fe-C-O dar.

PERRY & AHMAD (1977) schlagen für Graphite in archaischen Itabiriten Grönlands eine Bildung aus Siderit gemäß der Reaktion $6\text{FeCO}_3 = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 5\text{CO}_2 + \text{C}$ vor,

SHUGUANG et al. (1984) für Graphit in metamorphen Bändereisenerzen bei Anshan in China. Dabei bleibt die Frage offen, ob der Graphit in diesen Vorkommen nicht auch von organischer Substanz abgeleitet werden kann, die in nicht-metamorphen banded iron formations weltweit nachgewiesen werden konnte.

Allgemein nimmt man an, daß viele isotopisch schwere Graphite, die in oder in der Umgebung karbonatischer Metasedimente auftreten, organischen Ursprungs sind und durch Isotopenaustauschvorgänge mit dem Karbonatkohlenstoff an ^{13}C angereichert wurden. Deutlich kann dieser Sachverhalt vor allem an Lokalitäten demonstriert werden, wo nicht-metamorphe CaCO_3 -haltige Sedimentgesteine in metamorphe Areale hineinverfolgt werden können und somit die organogene Abkunft des Kohlenstoffs gesichert ist (WADA & OANA 1975, HOEFS & FREY 1976).

Die Veränderung des $\Delta(\text{carb-graphit})$ im Verlauf der Metamorphose ist streng temperaturabhängig und kann somit als Thermometer dienen. Im Gleichgewichtszustand sind die Isotopenverhältnisse einerseits von den ursprünglichen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten sowohl des organischen Kohlenstoffs als auch des Karbonatkohlenstoffs und ihrem relativen Verhältnis zueinander abhängig, andererseits von der maximalen Temperatur, die in dem System erreicht wurde. Die Isotopenverhältnisse in Graphit- und Karbonatkohlenstoff graphitführender Marmore scheinen immer dem Gleichgewichtszustand während der höchsten erreichten Temperatur zu entsprechen, ein "retrograder" Isotopenaustausch findet nicht statt. BOTTINGA (1969) berechnete die Fraktionierungsfaktoren für elementaren Kohlenstoff und verschiedene Kohlenstoffverbindungen im Temperaturbereich von 0-700°C. Empirisch ermittelte Temperaturangaben für natürlich

vorkommende Graphit-Karbonat-Paare finden sich bei WADA & OANA (1975), WADA (1977), KORZHINSKIY & MAMCHUR (1981), VALLEY & O'NEIL (1981), KREULEN & VAN BEEK (1983), WADA & SUZUKI (1983), MIRIKIYO (1984) und ARNETH et al. (1985). Dabei zeigen sich z.T. gute Übereinstimmungen mit den von BOTTINGA (op.cit.) theoretisch ermittelten Werten.

6.5 Die Isotopenzusammensetzung von Graphiten internationaler Vorkommen

In Abb. 35 wurde eine große Anzahl von $\delta^{13}\text{C}$ -Werten internationaler Graphitvorkommen aus Literaturangaben kompiliert und die jeweilige Schwankungsbreite der Isotopenverhältnisse in den einzelnen Vorkommen dargestellt. Die Autoren sind in Tabelle 16 zusammengefaßt.

Die hier zu beobachtenden Trends sollen anhand der im Vorhergehenden entwickelten Grundlagen kurz diskutiert werden.

1) Epigenetische Graphite ("vein graphite")

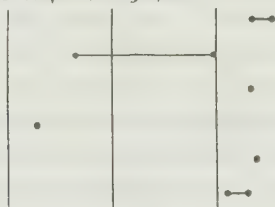
Betrachtet man die Isotopenverhältnisse von epigenetischen Graphiten, so fällt auf, daß die meisten Werte zwischen $\delta^{13}\text{C} = -5$ und -19% liegen, und somit eher ein "anorganisches" Isotopenverhältnis zeigen (endogener Kohlenstoff hat ein Isotopenverhältnis, das mit $\delta^{13}\text{C} = -7\%$ in etwa dem des atmosphärischen Kohlenstoffs entspricht). Eine Ausnahme bilden der Graphit von Borrowdale (Cumbria, England), dessen $\delta^{13}\text{C}$ von $-27,1$ bzw $-27,2\%$ eine abiogene Entstehung geradezu verbietet (dieser Graphit ist vermutlich von altpaläozoischen CaO -reichen Sedimenten abzuleiten), und die Graphite von Bogotol in Sibirien (CHUKHROV et al. 1983), wobei hier allerdings nicht ganz klar ist, ob die analysierten Graphite aus den eigentlichen Gängen stammen oder aus den in der Umgebung dieser Lagerstätte auftretenden proterozoischen Metasedimenten.

Vergleicht man nun die Isotopenverhältnisse der "vein-type"-Graphite mit denen von disseminiert in Metakarbonaten auftretenden makrokristallinen Graphiten (vgl. unten),

so zeigt sich, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sehr ähnlich sind. Da in der Umgebung aller beschriebenen Vorkommen epigenetischer Graphite auch graphitführende metamorphe Karbonatgesteine vorkommen, stellt sich die Frage, ob diese Vorkommen wirklich rein anorganisch sind, oder ob vor dem Transport der Graphite in die Gänge und Spalten ein Isotopenaustausch zwischen ursprünglich biogenen Graphiten und Karbonatkohlenstoff stattgefunden hat, und dadurch der Graphit-

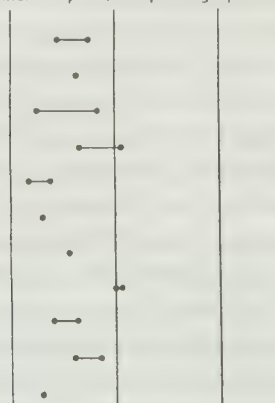
Abb. 35: $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Graphiten internationaler Vorkommen (erweitert nach HAHN-WEINHEIMER & HIRNER 1981). Mit Karbonaten vergesellschaftete Graphite sind mit Ringen gekennzeichnet. Die Zahlen hinter den Fundortangaben bezeichnen die Autoren, die in Tab. 16 aufgelistet sind. Erläuterung im Text.

epigenetischer Graphit (kein graphit)



- Mt. Alibert, E-Sayan, UdSSR (1,2)
- Botogol, E-Sayan, UdSSR (3)
- Yelanchik Range, Ural, UdSSR (3)
- Borrowdale, Cumbria, GB (4)
- Crystal Graphite Mine, USA (4)
- Bogola, Sri Lanka (4,5)

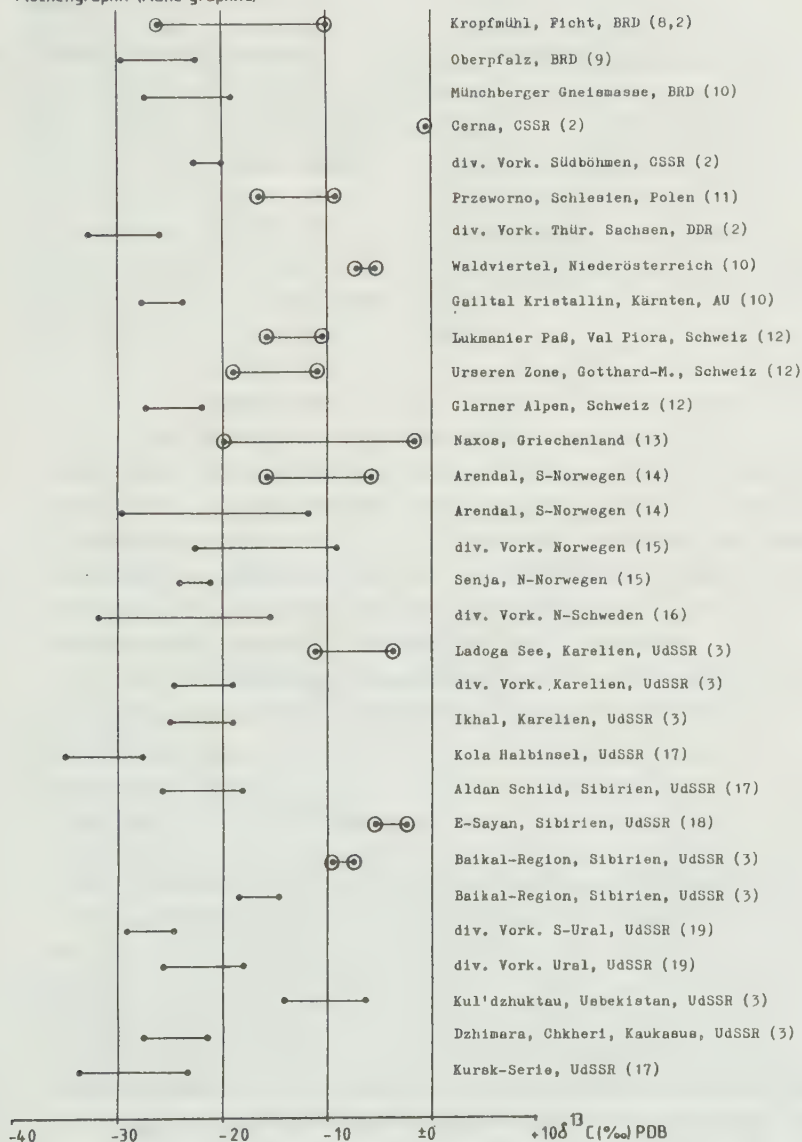
mikrokristalliner Graphit (amorphous graphite)

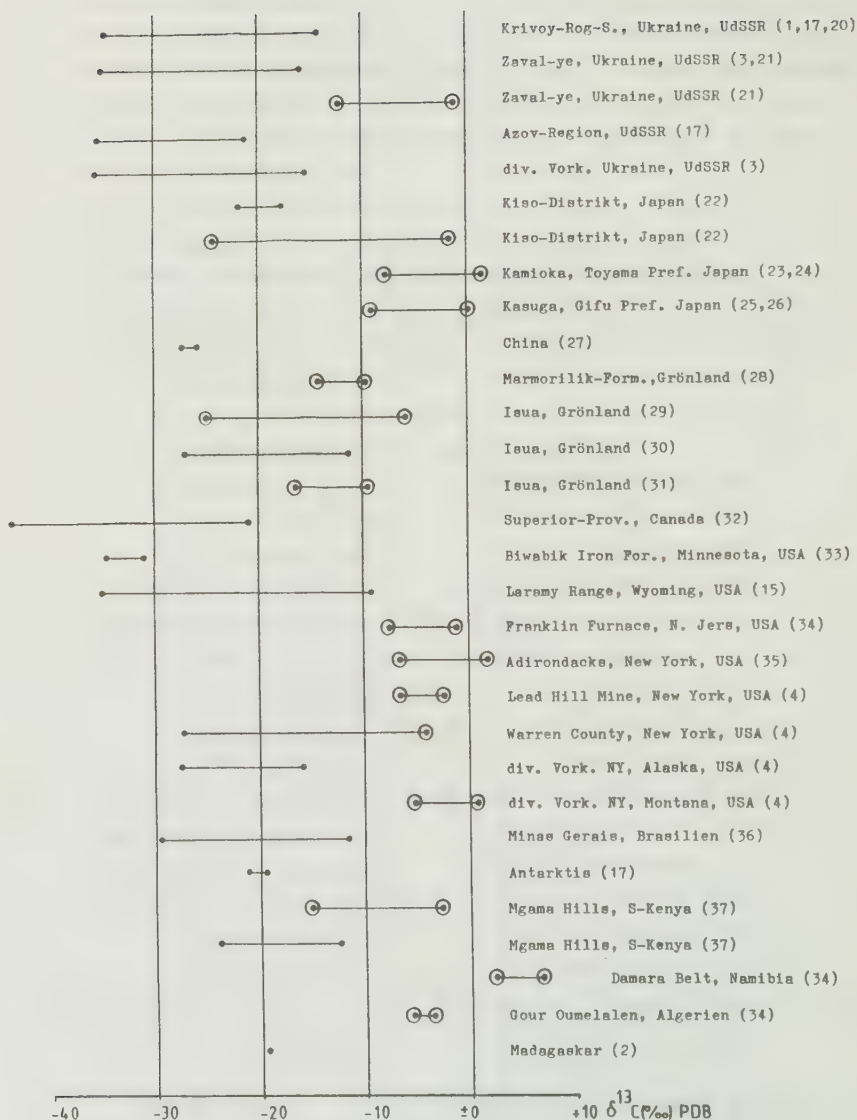


- Kaisersberg, Trieben, Steiermark (6)
- Pinerolo, Piemont, Italien (2)
- Fadino, Ural, UdSSR (3)
- Boyevo, Ural, UdSSR (3)
- Noginskoye, Sibirien, UdSSR (3)
- Tenterfield, NSW, Australien (2)
- Mt. Bopple, Queensl., Austral. (2)
- M. Doornkloof Mine, Natal, SA (4)
- Sonora, Mexico (7)
- Sonora, Mexico (4)
- Colfax City, New Mexico, USA (2)

-40 -30 -20 -10 0 +10 $\delta^{13}\text{C}$ (‰) PDB

Flockengraphit (flake graphite)





- | | |
|---------------------------------|---------------------------------|
| 1 KORZHINSKY & MAMCHUR (1981) | 20 SNEZHKO & BEREZOVSKIY (1975) |
| 2 MAAS et al. (1978) | 21 SHABO & MAMCHUR (1973) |
| 3 CHUKHROV et al. (1983) | 22 MORIKIYO (1984) |
| 4 WEIS et al. (1981) | 23 WADA (1977) |
| 5 DOBNER et al. (1978) | 24 WADA (1978) |
| 6 MARKL (1971) | 25 WADA & OANA (1975) |
| 7 DOBNER et al. (1987) | 26 WADA & SUZUKI (1983) |
| 8 HAHN-WEINHEIMER et al. (1968) | 27 SHUGUANG et al. (1984) |
| 9 DILL (1983) | 28 GARDE (1979) |
| 10 HAHN-WEINHEIMER (1965,1971) | 29 SCHIDLOWSKI et al. (1979) |
| 11 KWIECINSKA & BARANSKI (1977) | 30 OEHLER & SMITH (1977) |
| 12 HOEFS & FREY (1976) | 31 PERRY & AHMAD (1977) |
| 13 KREULEN & VAN BEEK (1983) | 32 SCHOELL & WELLMER (1981) |
| 14 ANDRAE (1974) | 33 PERRY et al. (1973) |
| 15 CRAIG (1953) | 34 PINEAU et al. (1976) |
| 16 GAVELIN (1957) | 35 VALLEY & O'NEIL (1981) |
| 17 SIDORENKO et al. (1972) | 36 SCHIDLOWSKI et al. (1976 a) |
| 18 KONIKOV (1975) | 37 ARNETH et al. (1985) |
| 19 KRYLOVA et al. (1974) | |

Tab.16: Zusammenstellung der Autoren aus Abb.35.

kohlenstoff isotopisch schwerer wurde. Problematisch ist nach wie vor der Mechanismus der Mobilisation und des Transportes des Graphits in die Adern, Spalten und Gänge. WEIS et al. (1981) schlagen eine Kombination der Wasser-gasreaktion und der Boudouard-Reaktion vor, die zur Erklärung der Transportvorgänge geeignet scheint.

Die Bildung hydrothormaler Graphite durch Dehydratation überkritischer C-O-H Gasphasen beschreiben DUKE & RUMBLE (1986).

2) Mikrokristalline Graphite

Die Zusammenstellung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte mikrokristalliner, durch Metamorphose von Kohlelagern entstandener Graphite, zeigt, daß sich alle Vorkommen in der relativ kleinen Spanne von $\delta^{13}\text{C} = -20$ bis -30% bewegen. Nur die Proben von Natal/Südafrika ($-19,5$ und $-19,8\%$) und eine Probe von Boyevo/Ural ($-19,4\%$) sind geringfügig schwerer. Die Graphite spiegeln somit sehr gut die Isotopenzusammensetzung ihrer geringer inkohlten Vorläufer bzw. des ursprünglichen humitischen Materials wider (vgl. auch DEGENS 1969, COLOMBO et al. 1970, WAND et al. 1979, HAYES et al. 1983).

3) Makrokristalliner Graphit

Betrachtet man die Isotopenverhältnisse makrokristalliner Graphite - hierzu gehört auch der Graphit der Lagerstätte Kropfmühl - in den unterschiedlichen metamorphen Terrains, so fällt die große Variabilität der Isotopenzusammensetzungen auf, die ein Intervall von über 40% umfaßt (isotopisch schwerster Graphit: +6,95% im Damara Belt, Namibia; isotopisch leichtester Graphit: -43,8% in der Superior Provinz, Kanada). In der Abbildung sind innerhalb dieser Spanne drei Bereiche abgeteilt, die im Folgenden einzeln diskutiert werden.

- $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von <-30 bis -20%.

Dieser Bereich umfaßt, wie im Vorhergehenden ausgeführt, Isotopenverhältnisse, die für organische Kohlenstoffverbindungen üblich sind. Es fällt auf, daß ein Großteil der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Graphiten in Gneisen und Glimmerschiefern, soweit sie nicht zusammen mit Marmoren auftreten, in diesem Bereich liegt, in ihn hineinreicht, oder sogar zu noch geringeren Werten neigt, was eine biogene Entstehung dieser Graphite sehr wahrscheinlich macht. Extrem niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wurden verschiedentlich von präkambrischen organischen Substanzen beschrieben (SMITH et al. 1970, OEHLER et al. 1972, EICHMANN & SCHIDLowski 1974,1975, SCHOELL & WELLMER 1981). Diese isotopisch sehr leichten Kerogene sind auf eine biologische Fraktionierung zurückzuführen, wobei bakterielle Methanproduktion möglicherweise eine bedeutende Rolle spielt.

- $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -10 bis >0%.

Dieses Intervall umfaßt isotopisch schweren Kohlenstoff. "Anorganischer" Kohlenstoff, z.B. magmatischer Kohlenstoff, dessen Isotopenzusammensetzung in etwa der des atmosphärischen CO_2 entspricht ($\delta^{13}\text{C}$ = -6 bis -8%) und der Kohlenstoff des Bikarbonat-Ions ($\delta^{13}\text{C}$ = -0,5%) fallen in diesen Bereich.

Bemerkenswert ist, daß hier ausschließlich Graphite

erscheinen, die zum einen zusammen mit Karbonaten auftreten, zum anderen hochmetamorph (mindestens Amphibolitfazies) sind. Weiterhin ist es wichtig festzustellen, daß in der Umgebung dieser graphitführenden Marmore in aller Regel (soweit die Literatur Auskunft gibt) auch graphitführende Gneise erscheinen. Letzteres ist ein wichtiger Hinweis darauf, daß der Graphit in den Marmoren organogener Abkunft ist und nicht aus dem Karbonatkohlenstoff der Marmore entstanden ist, wie oft angenommen wurde (vgl. auch 6.6).

Bei diesen Graphiten ist denkbar, daß Isotopenaustauschprozesse mit den begleitenden isotopisch schwereren Karbonaten stattgefunden haben, wobei bei den sehr schweren Graphiten vermutlich ein Gleichgewichtszustand zwischen Graphit- und Karbonatkohlenstoff erreicht ist.

Extrem schwere Graphite beschreiben PINEAU et al. (1976) aus dem Damara Belt in Namibia. Die Autoren favorisieren eine anorganische Entstehung dieses Graphits. Auch der Kohlenstoff der Marmore, die diese Graphite beherbergen, ist isotopisch außergewöhnlich schwer ($\delta^{13}\text{C} > +10\%$, der durchschnittliche $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von Karbonatkohlenstoff liegt bei 0%). TALBOT & KELTS (1986) beschreiben die diagenetische Bildung von Karbonatmineralen mit isotopisch schwerem C_{carb} ($\delta^{13}\text{C}$ bis $> +26\%$) in hypersalinaren anoxischen Sedimenten. Ähnlich hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus diagenetischen Karbonatmineralen (überwiegend Dolomit), die in anoxischen Sedimenten gebildet wurden, referieren FRIEDMAN & MURATA (1979) und KELTS & MCKENZIE (1982). Bei diesen Beispielen ist eine starke C-Isotopenfraktionierung im Zuge bakterieller Methanogenese für die hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Karbonate verantwortlich (vgl. auch BORSHCHEVSKIY & STEPANOVA (1978)).

Die Mineralvergesellschaftung $\text{Fo} + \text{Cc} + \text{Do} + \text{Phl}$ deutet bei den graphitführenden Marmoren des Damara Belt auf ein Dolomit-reiches Ausgangsgestein hin (vgl. auch Abschnitt 3.12.3 Mg-reiche Silikatmarmore). Vielleicht sind ähnliche Prozesse wie die oben beschriebenen für die Bildung des schweren Karbonat-Kohlenstoffes verant-

wortlich. Auch Dedolomitisationsprozesse der Metamorphose (Bildung des Forsterits) können zu einer Erhöhung des $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ führen (SHEPPART & SCHWARCZ 1969).

- $\delta^{13}\text{C}$ Werte von -20 bis -10‰.

Diese Spanne vermittelt zwischen den beiden oben besprochenen Isotopenintervallen. Hier finden sich einerseits Graphite aus Gneisen und Schiefen, die schon primär relativ ^{13}C -reich waren und/oder durch kinetische Isotopieeffekte während der Dia-, Kata- und Metagenese oder der Metamorphose isotopisch schwerer geworden sind. Zum anderen erscheinen hier mit Karbonaten koexistierende Graphite, bei denen entweder durch geringere Metamorphosetemperaturen (Grünschieferfazies) noch kein stärkerer Isotopenaustausch stattgefunden hat, oder trotz hoher Metamorphosetemperaturen keine Gleichgewichtseinstellung erreicht wurde.

6.6 Die Kohlenstoffisotopenzusammensetzung von Graphiten der Lagerstätte Kropfmühl

In diesem Abschnitt wird auf die in HAHN-WEINHEIMER & MARKL (1968) und HAHN-WEINHEIMER et.al. (1968) veröffentlichten Untersuchungen an Graphitgesteinen und Marmoren aus Kropfmühl und Umgebung zurückgegriffen. Tab 17. gibt die Analysenergebnisse wider.

Die oben genannten Autoren stellen zu den Ergebnissen fest:

- Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Graphite aus Gneisen sind generell niedriger als die von Graphiten aus (hier paragenen) Amphiboliten.
- In der Mitte der Flöze sind die Graphite isotopisch leichter als an den Kontakten zu den Nebengesteinen.
- Graphite aus tektonisch stärker beanspruchten Gesteinspartien sind isotopisch schwerer. Intensive Durchbewegung erleichtert offenbar die Abgabe des leichteren Kohlenstoffisotopes. Probe 16 stammt aus einem tektonisch besonders stark beanspruchten Bereich (Harnisch) und zeigt gravierende Verluste an dem leichten ^{12}C -Isotop.

Lfd. Nr.	Herkunft/ Nebengestein	Proben- bezeichnung	$\delta^{13}\text{C}$ Graphit ‰	$\delta^{13}\text{C}$ Karbonat ‰
1	Porphyrit	Graphit	-23	
2	Porphyrit	calcithaltiger Graphit	-20	+7
3	Gneis, aus Flözmitte	Graphit	-24	
4	Gneis, nahe am Granitkontakt	Graphit und Kalkstein	-24	-14
5	Gneis	Graphit	-24	
6	Gneis	Graphit und Kalkstein	-21	-9
7	kristalliner Kalkstein	Kalkstein mit Graphitschuppen	-21	-9
8	Gneis aus Zwischenfalte	Graphit	-15	
9	Gneis, hangend	Graphit und Kalkstein	-17	-2
10	Gneis, liegend	kalksteinhaltiger Graphit	-21	
11	Amphibolit	Graphit	-17	
12	Gneis	Graphit	-20	
13	Gneis	Graphit und Kalkstein	-21	-14
14	Amphibolit, aus Flözmitte	Graphit	-21	
15	Amphibolit, aus Flözmitte	Graphit und Kalkstein	-21	-7
16	Graphitharnisch im Amphibolit	Graphit	-15	
17	Graphitharnisch im Amphibolit	kalksteinhaltiger Graphit	-22	-22
18	verwitterter Gneis	Graphit	-24	
19	verwitterter Gneis	Graphit	-23	
20	Gneis	feinkö. Graphit	-26	
21	Gneis Ficht	feinkö. Graphit	-25	
22	Gneis	feinkö. Graphit, kalksteinhaltig	-25	
23	Gneis	Graphit und Magnetkies	-14	
24	Marmor	Flinzgraphit	-10	-2

Tab.17: Probenbeschreibung und Kohlenstoffisotopenzusammensetzung von Graphiten und Karbonaten der Lagerstätten Kropfmühl und Ficht (Proben 20-22). Nach HAHN-WEINHEIMER & MARKL (1968), HAHN-WEINHEIMER et al. (1968).

- Anreicherungen von Pyrit und Magnetkies können ein stärkeres Schwanken der Isotopenverhältnisse von Graphiten, die in Paragenese mit diesen Erzmineralen vorliegen, verursachen.
- Die Isotopenverhältnisse des Karbonatkohlenstoffes schwanken zwischen -2 und -22‰ und somit stärker als die der Graphitproben. Der hohe Wert für $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ der Probe 2

(+7%) ist möglicherweise durch Kontamination mit Grundwasser verursacht.

HAHN-WEINHEIMER & MARKL (op.cit.) diskutieren ausführlich die Genese der Graphite. Eine Ableitung von Kerogen wird erwogen, desweiteren wird eine gemeinsame biogene Entstehung von Graphit und Karbonat erörtert. Darüber hinaus wird für eine Bildung von Graphit aus marinen Kalksteinen ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ zwischen +4 und -4‰) folgende (vereinfachte) Reaktionskette diskutiert:

- Zerfall von CaCO_3 bei 900 bis 1000° (Normaldruck):
 - a) $\text{CaCO}_3 = \text{CaO} + \text{CO}_2$
- Bei Anwesenheit von zweiwertigem Eisen (Pyrit, Magnetkies) wird CO_2 zu CO reduziert:
 - b) $3\text{FeO} + \text{CO}_2 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{CO}$
- Das CO entfernt sich von der Reaktionszone in kühlere Regionen, es stellt sich das Boudouard-Gleichgewicht zwischen CO, CO_2 und C ein:
 - c) $2\text{CO} = \text{CO}_2 + \text{C}$

Mit Berechnungen kann gezeigt werden, daß durch Fraktionierungsprozesse, die bei den Reaktionen b) und c) stattfinden, aus dem Karbonatkohlenstoff eines marinen Kalksteins ein an dem ^{12}C -Isotop angereicherter Graphit entstehen kann, der bezüglich der Isotopenzusammensetzung einem organischen Kohlenstoff entspricht. Damit ist die theoretische Möglichkeit gegeben, daß sich ein isotopisch leichter Graphit anorganisch aus marinen Kalksteinen bildet.

HAHN-WEINHEIMER et al. (1968, S.532) ziehen folgenden Schluß bezüglich der Genese der Graphite von Kropfmühl: "Thus, the final decision on the genesis of Kropfmühl graphite is difficult in the present state of investigation."

In Abschnitt 6.4 wurde bereits ausgeführt, daß die Bildung von Graphit aus Karbonatkohlenstoff eher unwahrscheinlich ist. Aus der Anschauung in den Grubenaufschlüssen kann zu der oben formulierten Reaktionskette folgendes gesagt werden:

- Für Temperaturen von 900-1000°, die zum Zerfall von CaCO_3 in CaO und CO_2 nötig wären, gibt es keine Hinweise.

Generell ist Calcit bis in die hochgradige Regionalmetamorphose stabil (WINKLER 1979).

- Die Reduktion des CO_2 zu CO im Zusammenspiel mit zweiwertigem Eisen (Pyrit und Magnetkies) ist mit einer Oxidation des zweiwertigen Eisens zu höherwertigem Magnetit verknüpft (Gleichung b). Um den Graphit der Lagerstätte Kropfmühl auf diese Art zu erzeugen, wären gewaltige Umsetzungen von FeO zu Fe_2O_3 vonnöten (rein rechnerisch wäre gemäß den Gleichungen b) und c) das Gewichtsverhältnis Graphit/Magnetit ca. 1:38, was einem Volumenverhältnis von ca. 1:16 entspricht. Bediente man sich für die Reduktion des CO_2 der Gleichung $2\text{FeO} + \text{CO}_2 = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CO}$, so berechnet sich ein Gewichtsverhältnis Graphit/Hämatit von immerhin noch ca. 1:26 bei einem Volumenverhältnis von ca. 1:11). Generell müßten in der Umgebung der Graphitlagerstätten auch umfangreiche Vorkommen oxidischer Eisenerze zu beobachten sein.

Betrachtet man die Analysenergebnisse der Proben, soweit diese auf FeO analysiert wurden, so zeigt sich, insbesondere auch in den Proben der graphitführenden Gesteine, fast immer ein starkes Überwiegen von zweiwertigem gegenüber dem dreiwertigen Eisen. An den Proben, wo das nicht der Fall ist, kann eindeutig nachgewiesen werden, daß hier sekundäre Oxidationsprozesse in jungen Kluftsystemen stattgefunden haben. Oxidische Eisenerze sind sehr selten.

Somit finden sich keine Indizien dafür, daß in der Lagerstätte Kropfmühl wesentliche Teile des Graphits aus Karbonatkohlenstoff entstanden sein könnten.

In Kropfmühl stehen entsprechende Funde noch aus, aber in den Marmoren von Česky Krumlov und auch in anderen Bunten Gruppen wurden graphitierte Mikrofossilien gefunden, die (unabhängig von der Problematik der Alterseinstufung, vgl. 1.2) einen direkten paläontologischen Hinweis auf die organogene Abkunft der Graphite geben.

Magmatisch entstandener Graphit hat ein $\delta^{13}\text{C}$ von ca. -6 bis -8‰. Entsprechende Werte treten in den Graphiten der Lagerstätte nicht auf (vgl. Tab. 17), eine magmatische Bildung des Graphites ist also auszuschließen.

Somit scheinen die Isotopenwerte der Graphite in Kropfmühl doch im wesentlichen ihre organogene Herkunft widerzuspiegeln.

18 der 24 von HAHN-WEINHEIMER & MARKL (1968) untersuchten Proben zeigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte $\leq -20\%$ und liegen damit im Bereich organischer Kohlenstoffverbindungen.

Höhere Werte zeigen die Proben:

- Nr.8: ($\delta^{13}\text{C} = -15\%$) Der Verlust des leichten ^{12}C -Isotopes ist in dieser Probe möglicherweise durch starke tektonische Durchbewegung verursacht.
- Nr.9: ($\delta^{13}\text{C} = -17\%$) Auch diese Probe stammt aus einem stark tektonisch durchbewegten Bereich. Zudem erscheint der Graphit hier zusammen mit Kalkstein, so daß auch ein Isotopenaustauschprozeß mit dem Karbonatkohlenstoff zu einem Verlust des leichten Kohlenstoff-Isotops im Graphit geführt haben kann.
- Nr.11: ($\delta^{13}\text{C} = -17\%$) Nach HAHN-WEINHEIMER (1968) zeigen die (Para-)Amphibolite generell starke tektonische Durchbewegung, die den Verlust den ^{12}C -Isotopes fördern kann. Daneben können auch die Sulfidierzgehalte der Amphibolite zu einer stärkeren Schwankung der Isotopenverhältnisse führen.
- Nr.16: ($\delta^{13}\text{C} = -15\%$) Bei dieser Probe aus einem Graphitharnisch ist eine besonders starke Durchbewegung anzunehmen, wie eingangs dargelegt wurde.

Grundsätzlich ist bei Graphiten in Paraamphibolit auch eine Wechselwirkung zwischen Graphit- und Karbonat-Kohlenstoff nicht auszuschließen, da die mergeligen Edukte dieser Gesteine einen gewissen CaCO_3 -Gehalt gehabt haben müssen. Die Umsetzung der Karbonatminerale zu Amphibolen (Grammatit) erfolgte erst im Zuge der Metamorphose.

- Nr.23: ($\delta^{13}\text{C} = -14\%$) Hier hat vielleicht die Paragenese Graphit/Magnetkies und/oder tektonische Durchbewegung zu einem Verlust des ^{12}C -Isotopes geführt.
- Nr.24: ($\delta^{13}\text{C}_{\text{Graphit}} = -10\%$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{Gcarb}} = -2\%$) Diese Probe ist ein Marmor mit Flinzgraphit. Hier deutet vieles darauf hin, daß während der Metamorphose Isotopenaustauschprozesse zwischen Graphit- und Karbonatkohlenstoff wirksam waren, möglicherweise mit Einstellung eines Gleichgewichtszustan-

des. Der $\Delta(\text{carb-graphit})$ beträgt 8‰. Wie in 6.4. bereits ausgeführt wurde, lassen sich aus dieser Differenz die Metamorphosetemperaturen ermitteln:

- BOTTINGA (1969):

Ein Fraktionierungsfaktor $10^3 \ln \alpha$ für den ^{13}C -Austausch zwischen Graphit und Calcit ergibt nach den Berechnungen von BOTTINGA (op.cit.) eine Temperatur $T = 450^\circ\text{C}$.

- VALLEY & O'NEIL (1981):

Diese Autoren entwickelten ein $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Thermometer nach empirischen Daten von amphibolit- und granulitfaziellen Marmoren der Grenville-Provinz (Adirondacks/NY). Demnach gilt im Temperaturbereich zwischen 600 und 800°C:

$$\Delta(\text{cc-gr}) = -0.00748 T(^{\circ}\text{C}) + 8.68$$

Bei Anwendung dieser Formel ergibt sich für Probe 24 eine Metamorphosetemperatur von $T = 90^\circ\text{C}$, ein völlig unrealistischer Wert.

- KREULEN & VAN BEEK (1983):

Nach dem von diesen Autoren an Metakarbonaten von Naxos (Griechenland) entwickelten Calcit-Graphit-Isotopenthermometer ergibt sich eine Metamorphosetemperatur von $T = 550 - 600^\circ\text{C}$.

- MORIKIYO (1984):

Das von diesem Autor an Metakarbonaten, deren Metamorphosegrad von der unteren Grünschieferfazies bis zur oberen Amphibolitfazies reicht, im Ryoke-Distrikt (Japan) erarbeitete Isotopenthermometer gehorcht für Temperaturen von 270 - 650°C der Gleichung:

$$\Delta(\text{cc-gr}) = 8.9 \cdot 10^{-4} T^2 - 7.1 \quad (T \text{ in } ^{\circ}\text{K})$$

Für Probe 24 resultiert eine Temperatur von $T = 495^\circ\text{C}$.

Vergleicht man die mittels der Isotopenzusammensetzung dieser Probe ermittelten Metamorphosetemperaturen mit den Abschätzungen, die die Mineralparagenesen zulassen (vgl. 3.12.6), so zeigt sich, daß sowohl die Berechnungen von BOTTINGA (1969), wie auch die empirisch ermittelten Werte von KREULEN & VAN BEEK (1983) UND MORIKIYO (1984) sich den Metamorphosetemperaturen zwar annähern, generell

jedoch etwas niedriger sind.

Allgemein liegen mit einigen Ausnahmen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Graphite aus Kropfmühl und Ficht, soweit diese nicht zusammen mit Karbonaten auftreten (und mitunter selbst dann), in einem Bereich von -20 bis -30‰ und weisen somit auf eine Abkunft von organischen Kohlenstoffverbindungen hin. Höhere ^{13}C -Gehalte lassen sich bei mit Karbonaten koexistierenden Graphiten durch Isotopenaustauschprozesse während der Metamorphose erklären. Bei Graphiten mit erhöhten ^{13}C -Gehalten, in deren Umgebung keine Karbonate vorkommen, kann eine intensive tektonische Durchbewegung zu hohen ^{13}C -Werten geführt haben. Generell sind hier auch Wechselwirkungen mit CO_2 -reichen fluiden Phasen anzunehmen. So sind die erhöhten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Graphite an den Kontakten der Flöze zu den Nebengesteinen mit großer Wahrscheinlichkeit auf Verluste des leichten ^{12}C -Isotopes durch Isotopenaustauschprozesse mit isotopisch schwereren CO_2 -reichen fluiden Phasen verursacht.

6.7 Abschließende Bemerkungen zur Isotopengeochemie des Kohlenstoffs

Die Isotopenzusammensetzung von Graphiten ist aufgrund des weiten Bereiches, den die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte einnehmen können, für sich alleine betrachtet nur von begrenztem Wert für eine Interpretation ihrer Genese. Lediglich für den $\delta^{13}\text{C}$ -Bereich negativer als -20‰ ist eine organische Abkunft des Graphites anzunehmen. Bei schwereren Graphiten wird die Interpretation problematisch. Hier ist es im allgemeinen nicht möglich, alleine auf der Basis der Isotopenverhältnisse auf die Abkunft eines Graphites zu schließen; es ist in solchen Fällen unbedingt nötig, petrographische, geochemische und regional-geologische Faktoren zusätzlich heranzuziehen.

Die Zusammenstellung der aus der Literatur entnommenen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Graphiten aus aller Welt (Abb.35) zeigt, daß die allermeisten dieser Vorkommen zum einen aus allgemein geologischen Erwägungen, zum anderen auf Grund des Wissens über die Möglichkeiten der Veränderungen der Isotopenzusam-

mensetzung organischer Stoffe während der prämetamorphen und metamorphen Geschichte desselben von C_{org} -reichen Sedimenten abgeleitet werden können.

Vielleicht erlangen die Ergebnisse von Isotopenuntersuchungen koexistierender Graphite und Karbonate als Thermometer für die Metamorphosetemperaturen in Zukunft größere Bedeutung, wenn es gelingt, die Kalibrierung dieser Thermometer durch zusätzliche Untersuchungen zu verfeinern.

Für Kropfmühl und die Passauer Graphite geben die Isotopenverhältnisse einige Hinweise auf deren Entstehung aus synsedimentär angereicherter organischer Substanz.

7. Bildungsmodell für die Graphitlagerstätte Kropfmühl und Abriß der geodynamischen Entwicklung der Kropfmühl-Serie

In diesem abschließenden Kapitel soll – auf der Basis der im Vorhergehenden beschriebenen und diskutierten Beobachtungen – eine modellhafte Skizze der Genese der Graphitlagerstätte Kropfmühl vorgestellt werden, anschließend folgt eine kurze Diskussion der geodynamischen Entwicklung der Kropfmühl Serie.

Die Schwierigkeit, eine fundierte Geschichte der geologischen Entwicklung eines so komplexen Grundgebirges, wie es das ostbayerische darstellt, zu entwerfen, liegen auf der Hand. Insbesondere die jüngst wieder entbrannte Diskussion über den variszischen Deckenbau im Moldanubikum und die damit im Gang befindliche Neuinterpretation vieler lithologischer und struktureller Phänomene bedingt neue Fragestellungen. In Bayern wirkt sich auf diese Diskussion insbesondere das Vorhaben einer kontinentalen Tiefbohrung (KTb) befruchtend aus.

So ist es nicht zu vermeiden, daß diese Betrachtungen ein hohes Maß an Spekulation enthalten. Sie sind auch nicht als Dogma konzipiert, sondern vielmehr als Diskussionsbeitrag, der durch kommende Untersuchungen bestätigt oder widerlegt werden mag.

Bezüglich der absoluten Altersstellung werde ich im wesentlichen auf GEBAUER (1984, 1986) zurückgreifen (vgl. auch Abschnitt 1.2).

Ausgangspunkt der Erörterungen ist ein durch Rifting induziertes Aufbrechen und Auseinanderdriften kontinentaler Platten im ausgehenden Proterozoikum und frühen Phanerozoikum (500–600Ma). Es bildete sich dadurch ein Geosynklinalraum, in dem ein Großteil der Metasedimente des Moldanubikums zum Absatz kam.

Die Protolithen vieler Amphibolite und Eklogite, die heute als Lagen und Linsen (vgl. 3.12) in hochmetamorphen Gneisen erscheinen, wurden in oben genannter Zeitspanne gebildet (GEBAUER 1986).

Akzeptiert man die Auffassung eines höheren Alters der

Monotonen Gruppen gegenüber den Bunten Gruppen, so stellen diese eine ältere pelitisch-psammitische Sedimentabfolge dar, die in diesem Ozean vermutlich in größerer Wassertiefe abgelagert wurde.

Die Bildungsbereiche der Bunten Gruppen waren - möglicherweise bereits verknüpft mit einer Schließung dieses Ozeans, Subduktions- und Obduktionsprozessen - stärker gegliederte, teilweise flachere Meeresregionen.

- Genesemodell für die Graphitlagerstätte Kropfmühl

In diesem Unterabschnitt wird nur auf die prämetamorphe Geschichte der in der Lagerstätte auftretenden bunten Metasedimente eingegangen, die tektonischen und metamorphen Ereignisse, denen diese nach ihrer Ablagerung unterworfen waren, werden im anschließenden Abschnitt abgehandelt.

Abb. 36 gibt einen Überblick über die Bildungsbereiche der verschiedenen sedimentären und auch vulkanogenen Edukte, deren metamorphe Äquivalente die Lithologie der Lagerstätte bestimmen.

Voraussetzung für die Bildung des Graphites war eine primäre Akkumulation C_{org} -reicher Sedimente. Hohe Schwefelgehalte und andere spezifische Elementcharakteristika (vgl. 5.3.3) erlauben den Schluß, daß diese Biolithe in einem stagnierenden Becken mit reduzierter Tiefenwasserzirkulation zum Absatz kamen. In dem Ablagerungsraum entwickelte sich eine Stratifizierung der Wassersäule mit O_2 -reichen Wasserschichten in den oberflächennäheren Bereichen und anoxischen, unter Umständen höher salinaren Tiefenwässern. Durch die Aktivität sulfatreduzierender Bakterien bildete sich freier Schwefelwasserstoff in tieferen Wasserschichten. An höhere, O_2 -gesättigte Wasserschichten gebundenes biologisches Primärmaterial passierte nach dem Absterben die $\text{O}_2/\text{H}_2\text{S}$ -Grenzfläche, wurde dadurch einer oxidativen Zersetzung entzogen und gelangte zur Einbettung im Sediment.

In Abb.36 sind $\text{O}_2/\text{H}_2\text{S}$ -Grenzfläche, deren Tiefenlage Schwankungen unterworfen war, und die Bildungsbereiche der einzelnen Sedimenttypen relativ zu dieser Grenzfläche einge-

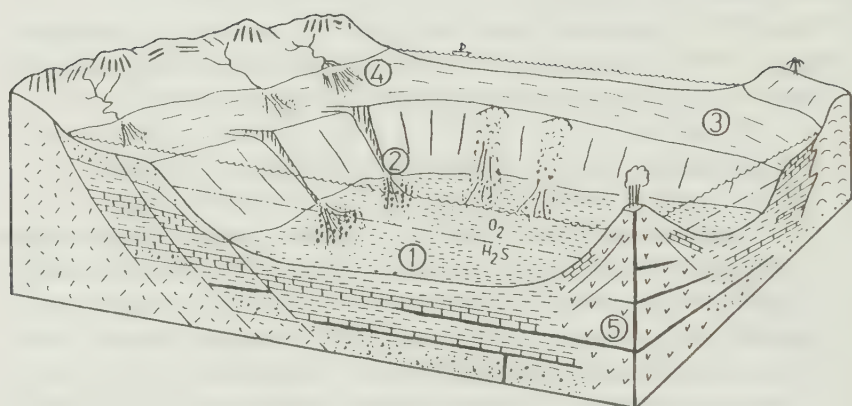


Abb.36: Synoptische Darstellung des Sedimentationsraumes der Kropfmühl-Serie (ohne Maßstab). Erläuterung im Text.

zeichnet.

Sie sind in der Abbildung mit Nummern bezeichnet und sollen hier in Kürze repetiert werden:

- 1 Graphitflöze und Graphit-Biotit-Feldspat-Gneise sind auf überwiegend pelitische Sedimente zurückzuführen. Ihr Bildungsbereich liegt in tieferen Regionen unterhalb der O_2/H_2S -Grenzfläche, wodurch der Reichtum dieser Sedimente an organischem Kohlenstoff (dieser ist, wie die Isotopenzusammensetzung (vgl. 6.6) zeigt, Vorläufer des Graphits) und sulfidischen Erzen bedingt ist. Die wechselnden Gehalte an organischem Kohlenstoff sind durch unterschiedliche Akkumulationsraten des detritischen Sedimentanteils verursacht. Daneben können Slumping-Prozesse und Turbidity Currents für eine Umverteilung und stärkere Anreicherung des organischen Kohlenstoffs verantwortlich sein.

2 Biotit-Plagioklas-Bändergneise und Diatexite zeigen eine grauackonähnliche Zusammensetzung. Dergestaltete Klastika sind primär Erosionsprodukte hohergelegener Festlandsbereiche, die - ohne größere Differenzierung nach Korngrößen und Mineralbestand - durch fluviale oder auch glaziale Prozesse in die Meeresbecken transportiert werden. In flacheren Schelfbereichen können diese Sedimente submariner Erosion und Umverteilung ausgesetzt sein, bevor sie in einer dritten Phase der Erosion und Resedimentation durch die Wirkung von Bodenströmungen und/oder Turbidity Currents (Trübestrome) endgültig in tieferen Meeresregionen sedimentiert werden.

Diese Mechanismen erklären insbesondere die Akkumulation der sedimentären Vorläufer der monotonen Gruppen, die große Mächtigkeiten erreichen. In den Bunten Gruppen spielen sie eine eher untergeordnete Rolle.

Interessant ist hier die laterale Interaktion solcher grauackonähnlicher Sedimente mit Ca_{org} -reichen Metapeliten. So führen Schüttungen dieser Klastika in O_2 -freie Bereiche des Ablagerungsraumes (vgl. Abb.36 links) zu einer Verminderung der Ca_{org} -Gehalte (Nordflöz - vgl. 3.2.3). Dadurch kann das mitunter beobachtete Aussetzen der Flöze zugunsten metatektischer und diatektischer, weitgehend graphitfreier Gneise verursacht werden.

3 Karbonatgesteine werden als Bildungen etwas flacherer Schelfbereiche interpretiert. Trotz der fast immer zu beobachtenden Graphitdurchstäubung weisen sie nie Kohlenstoffgehalte auf, die mit denen der Graphitgneise oder Flöze vergleichbar sind, was darauf hindeutet, daß sie oberhalb der O_2/H_2S -Grenzfläche gebildet wurden.

Diese Grenzschrift lag möglicherweise innerhalb des Sedimentes, so daß ein Teil des Ca_{org} - dieses ist unter Umständen auf bei der Karbonatbildung beteiligte Organismen, z.B. Algen, zurückzuführen - der Oxidation entzogen wurde.

Die Wechsellagerung von Karbonatgesteinen und Sapropeliten kann durch episodische Schwankungen der Tiefenlage

der O_2/H_2S -Grenzfläche verursacht sein.

Mg-reiche Karbonatgesteine bildeten sich entweder durch diagenetische Dolomitisation oder primäre Bildung von Dolomit wenig unterhalb der O_2/H_2S -Grenzfläche (SWEENEY et al. 1987).

Rechts oben in der Abb.36 ist eine weitere Erscheinungsform der Karbonatgesteine - als Riffbildungen - angedeutet. Die Marmore der Bunten Gruppe von Susice/Horazdovice werden von MALECHA et al. (1959) entsprechend interpretiert.

4 Sandsteine als Edukte von Quarziten und Quarzitgneisen sind durch fluviatilen Transport in den Ablagerungsraum gelangt. Schüttungen in die anoxischen Bereiche führten zur Bildung Co_{org} -reicher Sandsteine, die heute als Graphitquarzite in den Bunten Gruppen verbreitet sind. In Kropfmühl spielen Graphitquarzite eine untergeordnete Rolle.

5 Die Metabasite sind Derivate eines tholeiitischen Vulkanismus ozeanischer Natur (vgl. 3.12). Sie sind auf synsedimentäre schichtige Lavaergüsse oder lagergangartige Intrusion in den sedimentären Rahmen zurückzuführen. Saure, rhyolithische Vulkanite, die in der Kropfmühl Serie als Granofelse, Granulite und Leptinite erscheinen, können vermutlich von einem subduktionsbezogenen Vulkanismus in Inselbögen abgeleitet werden.

Zusammenfassend zeigt der Entstehungsraum der sedimentären Vorläufer der Kropfmühl-Serie das Bild einer komplexen Faziesentwicklung und -differenzierung. Karbonatgesteine und Co_{org} -reiche Biolithe verdanken ihre Entstehung unter anderem episodischen Veränderungen der Tiefenlage der O_2/H_2S -Grenzfläche. Klastische Schüttungen unterschiedlicher Provenienz und Zusammensetzung beeinflussten das Sedimentationsgeschehen. Die hohe primäre fazielle Vielfalt der Sedimente wird durch Vulkanite unterschiedlicher Stofflichkeit ergänzt, wodurch die Lithologie der Kropfmühl-Serie eine weitere Bereicherung erfährt.

- Geodynamische Entwicklung

Der oberproterozoisch-altpaläozoische Geosynklinalraum, in dem sich oben ausgeführtes Sedimentationsgeschehen abspielt, schließt sich im Lauf des Paläozoikums, Subduktions- und Kollisionsprozesse finden statt.

Absolute Alter belegen im wesentlichen kaledonische und variszische Metamorphosen.

Inwieweit die Kropfmühl-Serie in kaledonische metamorphe und strukturprägende Ereignisse verwickelt war, bleibt offen. Kaledonische Alter sind gesichert für (vgl. 1.2):

- Diatexite des Regensburger Waldes
- Granulite in Niederösterreich (wiewohl V.BREEMEN (1984) für diese Gesteine variszische Metamorphosealter annimmt)
- Eklogite in der Oberpfalz.

Die Granulite und Eklogite zeigen subduktionsbezogene Prägung unter mittel- und hochdruckmetamorphen Bedingungen, die Alterswerte für die Diatexite im Regensburger Wald werden als Anatexisalter interpretiert.

In der Kropfmühl-Serie wurden bislang keine absoluten Alter bestimmt. Eine kaledonische Prägung haben möglicherweise die Granulite, die in einzelnen kleineren Vorkommen erscheinen, erfahren. Diese werden von mir (siehe unten) als Deckschollen interpretiert, die mit tektonischem Kontakt auf den bunten Metasedimentabfolgen auflagern.

Paläozoische Anteile bis hin zu silurischem Alter können für die Kropfmühl-Serie nicht vollkommen ausgeschlossen werden. Ein - freilich noch recht vager - Hinweis darauf sind Fossilfunde bei Český Krumlov (vgl. 1.2).

In der herzynischen Ära kommt es schließlich zum endgültigen Verschwinden des letzten ozeanischen Bereiches innerhalb des langgestreckten variszischen Kollisionsgürtels.

Komplexe polyphase Deformation prägt die - teilweise bereits durch ältere Orogenesen geformten - Abfolgen des Moldanubikums, die gleichzeitig von einer Niederdruckmetamorphose umgestaltet werden, die lokal bis zur Anatexis der Gesteine führt.

Cadomisch geprägte Krustenanteile werden in die Orogene-

nese einbezogen.

Eine komplexe Deckentektonik setzt ein, unter anderem:

- Überschiebung des Moldanubikums auf Saxothuringikum.
- Transport und Platznahme mitteldruckmetamorpher Deckenpakete (Münchberger Masse, Zone Erbdorf-Vohenstrauß) auf Moldanubikum und Saxothuringikum.

Für diese Prozesse werden nach Süden einfallende Subduktionszonen im Norden des Orogens und Transportrichtungen der Decken von Süden nach Norden gefordert.

- Überschiebung der Gföhler Decke (überwiegend Granulite und Orthogneise) über die Drosendorfer Decke (diese beinhaltet Monotone und Bunte Gruppen) in Niederösterreich und Südböhmen.
- Überschiebung des Barrandiums auf Moldanubikum.

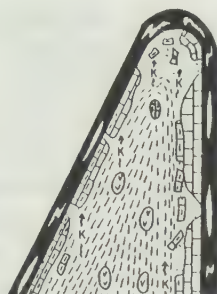
Hier wird ein Deckentransport von NW nach SE angenommen.

Die Position der Kropfmühl-Serie in diesem Puzzle metamorpher und tektonischer Ereignisse zu lokalisieren, ist problematisch. Mir erscheinen zwei Vorstellungen am ehesten plausibel, die sich zum Teil an die von österreichischen (TOLLMANN 1982, THIELE 1984) und tschechischen (RAJLICH et al. 1986) Bearbeitern des Moldanubikums anlehnen:

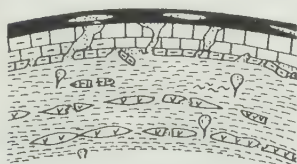
1. Die Kropfmühl-Serie enthält überwiegend oberproterozoische und kambrische Sedimentanteile und wurde durch eine kaledonische Orogenese erstmalig überprägt. Eine weitere Deformation und Metamorphose erfuhr sie während der variszischen Orogenese. Möglicherweise gingen beide orogene Phasen "gleitend" ineinander über.

Diese Vorstellung koinzidiert teilweise mit den Vorstellungen von FISCHER & TROLL (1973), allerdings unter Ausschluß einer assyntischen Orogenese.

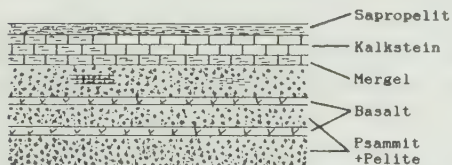
2. Die Kropfmühl Serie enthält auch jüngere (bis Silur?) Sedimentanteile und ist ausschließlich in das variszische Orogenesegeschehen einbezogen worden. Ein vereinfachtes Modell einer entsprechenden einphasigen tektonischen, metamorphen und anatektischen Entwicklung, die die in den Untertageaufschlüssen gesammelten Beobachtungen widerspiegelt, zeigt Abb.37.



Heutiger Zustand: Pegmatoid-Linsen sind mit den Flözen verfaaltet; Eine spät- bis posttektonische K-Metasomatose hat die Aploide/Pegmatoide teilweise in "Syenitpegmatite" überführt;



Metamorphose, Anatexis, Migmatisation, Deformation. Saure Metatekte vereinigen sich zu intrusionsfähigen Teilschmelzen, die aufsteigen und insbesondere inkompetent reagierende Gesteine wie die Metabasite und Kalksilikatgesteine durchtränken; bevorzugt sammeln sich diese Mobilisate auch im Liegenden der Flöze und bilden in diesen schmale, linsige Körper;



Prämetamorphes Stadium mit bunter Wechselfolge von Sapropelit, Kalkstein, Mergel, Peliten, Psammiten und basischen Vulkaniten;

Abb.37: Schematische Darstellung der metamorphen und anatektischen Entwicklung der Kropfmühl-Serie. Legende zu den oberen Abbildungen vgl. Abb.4.

In beiden Fällen wurde die Kropfmühl-Serie in variszische deckentektonische Prozesse einbezogen (die freilich durch weitere petrologische und vor allem strukturanalytische Untersuchungen bewiesen werden müßten).

So interpretiere ich die Granulitvorkommen, die vereinzelt im Passauer Wald auftreten (unter anderem das Vorkommen

am Aubach, möglicherweise auch die Quarzitzgneise und Granofelse in den Untertageaufschlüssen, vgl. 3.10), als spätkaledonisch oder frühvariszisch unter mittleren (?) Drucken metamorphosierte Gesteine, die - ähnlich den Granuliten im Blansky Les Massiv bei Česky Krumlov und den Granuliten und Gneisen der Gföhler Decke in Niederösterreich - als Deckschollen tektonisch in ihre heutige Position im Hangenden niederdruckmetamorpher Gesteine transportiert wurden. Die kleinen Granulitvorkommen sind möglicherweise Relikte einer ursprünglich größerflächigen, mittlerweile in weiten Teilen erosiv entfernten Deckscholle. Der Deckentransport erfolgte im Zuge der variszischen Orogenese aus nördlicher Richtung, die allgemeine Südvergenz der Falten im Passauer Wald wurde durch diesen Deckenschub induziert.

Relativ einfach und uniform verlief die Entwicklung in den späteren und finalen Stadien der variszischen Orogenese. Im Passauer Wald intrudierten - neben dem großen Hauzenberger Granitmassiv - die feinkörnigen Biotit-Muskovit-Granite und die Porphyrite.

Daneben und im Anschluß sind vor allem bruchtektonische Vorgänge von Bedeutung.

Die Anlage des Pfahls erfolgte vor $247 \pm 21\text{Ma}$, das Abkühlen des Passauer Waldes unter 200°C ist auf ca. 215Ma b.p. datiert (GEBAUER 1984).

Mit der differenziellen Heraushebung des Gebirges setzt Verwitterung und Erosion ein. Weite Teile der Böhmisches Masse sind während des gesamten Mesozoikums und Känozoikums Festland, randliche Teile wurden von episodischen Meeres-transgressionen erfaßt.

8. Literatur

- ACKERMANN, W. (1973): Rb-Sr-Datierungen einiger Granite des ostbayerischen Kristallins durch Gesamtgesteins- und Biotitanalysen.- *Geologica Bavarica*, 68, 155-162, München.
- ALTHERR, R. (1979): Ein Metalydit-Vorkommen am Südrand der Zentralschwarzwälder Gneisanatexitmasse.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1979, 129-138, Stuttgart.
- AMIT, O. & EYAL, Y. (1976): The Genesis of Wadi Magrish Migmatites (N-E Sinai).- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59, 95-110, Berlin.
- AMIT, O. & BEIN, A. (1982): Organic Matter in Senonian Phosphorites from Israel - Origin and Diagenesis.- *Chem. Geol.*, 37, 277-287, Amsterdam.
- ANDREAE, M. O. (1974): Chemical and stable isotope composition of the high grade metamorphic rocks from the Arendal Area, Southern Norway.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, 299-316, Berlin.
- ANDRUSOV, D. & CORNA, O. (1976): Über das Alter des Moldanubikums nach mikrofloristischen Forschungen.- *Geol. Prace Spr.*, 85, 81-89, Bratislava.
- ARNETH, J. D., SCHIDLOWSKI, M., SARBAS, B., GOERG, U. & AMSTUTZ, G. C. (1985): Graphite content and isotopic fractionation between calcit-graphite pairs in metasediments from the Mgama Hills, Southern Kenya.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1553-1560, New York.
- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G. (1973): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmischen Masse in Österreich.- *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 53, 61-78, Zürich.
- ASHWORTH, J. R. (1976): Petrogenesis of migmatites in the Huntly-Postsoy area, north-east Scotland.- *Miner. Mag.*, 40, 661-682, London.
- BADER, E. (1937): Vanadin in organogenen Sedimenten. II. Spektralanalytische Vanadinbestimmungen im Passauer Graphit.- *Zentralblatt Mineralogie*, 1937, Abt. A, 279-288, Stuttgart.
- BAKER, D. R. & CLAYPOOL, G. E. (1970): Effects of Incipient Metamorphism on Organic Matter in Mudrock.- *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 54, 456-468, Tulsa.
- BARBEY, P. & CUNEY, M. (1982): K,Rb,Sr,Ba,U and Th Geochemistry of the Lapland Granulites (Fennoscandia). LILE Fractionation Controlling Factors.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 304-316, Berlin.

- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1981): Geologische Karte von Bayern, 1:500000, 3. Auflage, München.
- BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM F. WIRTSCHAFT UND VERKEHR (1978): Rohstoffprogramm für Bayern.- 129 S., München.
- BARRIERE, M. (1972): Sur la distinction des granites hypo-alumineux, alumineux, hyperalumineux.- C. R. Acad. Sc. Paris, 247, 2416-2418, Paris.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. (1985): Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rock Series using Multicationic Parameters.- Chem. Geol., 48, 43-55, Amsterdam.
- BEHR, H.-J., ENGEL, W. & FRANKE, W. (1982): Variscan Wildflysch and Nappe Tectonics in the Saxothuringian Zone (Northeast Bavaria, West Germany).- Amer. J. Sci., 282, 1438-1470, New Haven.
- BERAN, A., FISCHER, R. & PICHLHÖFER, R. (1985): Zur Mineralogie der Graphitlagerstätten des Moldanubikums in Österreich.- Fortschr. Miner., 63, Beih. 1, S.21, Stuttgart.
- BERNER, R. A. (1970): Sedimentary Pyrite Formation.- Amer. J. Sci., 268, 1-23, New Haven.
- BHATIA, M. R. (1983): Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones.- J. Geol., 91, 611-627, Chicago.
- BHATIA, M. R. & CROOK, K. A. W. (1986): Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins.- Contrib. Mineral. Petrol., 92, 181-193, Berlin.
- BLUMEL, P. (1983): The western margin of the Bohemian Massif in Bavaria.- Fortschr. Miner., 61, Beih. 2, 171-195, Stuttgart.
- BOBER, L., GUCWA, J. & WIESER, T. (1966): On the origin of graphitoid schist in the Western Tatras.- Arch. Miner., 26, 375-395, Warszawa.
- BORSHCHEVSKIY, Y. A. & STEPANOVA, N. A. (1978): Microbic and diagenetic processes as a factor in the formation of carbon-isotope anomalies in sedimentary carbonates.- Dokl. Earth Sci. Sect., 242, 185-187, Falls Church.
- BOTTINGA, Y. (1969): Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbondioxide-graphite-methane-hydrogen-water-vapor.- Geochim. Cosmochim. Acta., 33, 49-64, London.
- BRONGERSMA-SANDERS, M. (1970): Origin of Trace Metal Enrichment in Bituminous Shales.- In: HOBSON, G. & SPEERS, G. C. (eds.): Advances in Organic Geochemistry, 1966, 231-236, Oxford (Pergamon).

- BRUMSACK, H.-J. (1980): Geochemistry of cretaceous black shales from the Atlantic Ocean (DSDP Legs 11,14,36 and 41).- Chem. Geol., 31, 1-25, Amsterdam.
- BRUMSACK, H.-J. (1983): A Note on Cretaceous Black Shales and Recent Sediments from Oxygen Deficient Environments; Paleooceanographic Implications.- In: SUESS, E. & THIEDE, J. (eds.): Coastal Upwelling. Its Sediment Record, Part A., 471-483, New York.
- BRUMSACK, H.-J. (1986): Trace metal accumulation in black shales from the Cenomanian/Turonian boundary event.- 5. Alfred Wegener - Conference, 1. Internat. Workshop of the IGC Project 216, Summaries, 13-19, Göttingen.
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (1976): Geologische Karte der BRD, 1:1000000, Hannover.
- BÜSCH, W. (1966): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald V.- N. Jb. Miner. Abh., 104, 190-227, 229-258, Stuttgart.
- BÜSCH, W. (1970): Dioritbildung durch Remobilisation.II.- N. Jb. Miner. Abh., 112, 219-238, Stuttgart.
- BÜSCH, W., SCHNEIDER, G. & MEHNERT, K. R. (1974): Initial melting at grain boundaries. Part II: Melting in rocks of granodioritic, quartzdioritic and tonalitic composition.- N. Jb. Miner. Mh., 1974, 345-370, Stuttgart.
- BÜSCH, W., ES-SAÏD, S. I. & SCHNEIDER, G. (1979): Geochemical evolution of amphibolites in the Black Forest (Germany).- N. Jb. Miner. Abh., 136, 207-225, Stuttgart.
- BÜSCH, W., MATTHES, S., MEHNERT, K. R. & SCHUBERT, W. (1980): Zur genetischen Deutung der Kinzigite im Schwarzwald und Odenwald.- N. Jb. Miner. Abh., 137, 223-256, Stuttgart.
- BÜSCH, W., HOFER, A. & SPOHN, A. (1985): Tholeiitische Amphibolite des Schwarzwaldes: Eine Vergesellschaftung von MORB und IAT?- N. Jb. Miner. Abh., 152, 23-44, Stuttgart.
- CALDER, J. A. & PARKER, P. L. (1973): Geochemical implications of induced changes in ^{13}C fractionation by blue-green algae.- Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 133-140, London.
- CALVERT, S. E. & PRICE, N. B. (1970): Minor Metal Contents of Recent Organic-Rich Sediments off South West Africa.- Nature, 227, 593-595, London
- CAMBEL, B. & JARKOVSKY, J. (1970): Mathematic-Statistical Valuation of Ni and Co Contents in Pyrrhotins.- Geol. Sbor. Geol. Carp., 21, 43-53, Bratislava.

- CARPENTER, R. H. (1974): Pyrrhotite Isograd in South-Eastern Tennessee and South-Western Carolina.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, 451-456, Boulder.
- CHAKHMAKHCHEV, V. A., LOSITSKAYA, I. F., PUNANOVA, S. A. & SEMENOVA, R. A. (1986): Trace Elements and Porphyrins in the Geochemical Correlation of Petroleum and Bitumoids.- *Geochem. Int.*, 22/9, 1-6, New York.
- CHESTER, R., GRIFFITHS, A. & STONER, J. H. (1978): Minor metal content of surface particulates and organic-rich shelf sediments.- *Nature*, 275, 308-309, London.
- CHONGZHONG, S. (1984): Geochemistry of petroporphyrins in oil-generating formations in North China.- *Geochemistry*, 3, 72-83, Beijing.
- CHUKHROV, F. V., YERMILOVA, L. P. & NOSIK, C. P. (1983): Carbon-Isotope Composition of Graphite.- *Geochem. Int.*, 20/6, 140-146, New York.
- CODY, R. D. (1971): Adsorption and the reliability of trace elements as environment indicators for shales.- *J. Sed. Petr.*, 41, 461-471, Tulsa.
- COLOMBO, U., GAZZARRINI, F., GONFIANTINI, R., KNEUPER, G., TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1970): Carbon isotope study on methane from German coal deposits.- In: HOBSON, G. D. & SPEERS, G. C. (eds.): *Advances in Organic Geochemistry, 1966*, 1-26, Oxford (Pergamon).
- COSGROVE, M. E. (1973): The Geochemistry and Mineralogy of the Permian Red Beds of Southwest England.- *Chem. Geol.*, 11, 31-47, Amsterdam.
- CRAIG, H. (1953): The geochemistry of the stable carbon isotopes.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 3, 53-92, London.
- CRAIG, H. (1954): Geochemical implications of the isotopic composition of carbon in ancient rocks.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 6, 186-196, London.
- DAVIS, G. L. & SCHREYER, W. (1962): Altersbestimmungen an Gesteinen des Ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung.- *Geol. Rdsch.*, 52, 146-169, Stuttgart.
- DEGENS, E. T. (1969): Biogeochemistry of Stable Carbon Isotopes.- In: EGLINTON, G. & MURPHY, M. T. J. (eds.): *Organic Geochemistry*: 304-329, Berlin (Springer).
- DEGENS, E. T. & STOFFERS, P. (1977): Phase Boundaries as an Instrument for Metal Concentration in Geological Systems.- In: KLEMM, D. D. & SCHNEIDER, H. J. (eds.): *Time- and Strata-Bound Ore Deposits*: 25-45, Berlin (Springer).

- DEINES, P. (1980): The isotopic composition of reduced organic carbon.- In: FRIZ, P. & FONTES, J. Ch. (eds.): Handbook of environmental Isotope Geochemistry: 329-406, Amsterdam (Elsevier).
- DE LA ROCHE, H. (1965): Sur l'existence de plusieurs facies geochimiques dans les schistes paleozoiques des Pyrenees Luchonnaises.- Geol. Rdsch., 55, 274-301, Stuttgart.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A Classification of Volcanic and Plutonic Rocks using R1R2-Diagram and Major-Element Analyses - its Relationships with Current Nomenclature.- Chem. Geol., 29, 183-210, Amsterdam.
- DEMAISON, G. J. & MOORE, G. T. (1980): Anoxic Environments and Oil Source Bed Genesis.- Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 64, 1179-1209, Tulsa.
- DIESSEL, C. F. K. & OFFLER, R. (1975): Change in physical properties of coalified and graphitised phytoclasts with grade of metamorphism.- N. Jb. Miner. Mh., 1975, 11-26, Stuttgart.
- DILL, H. (1983): Vein- and Metasedimentary-Hosted Carbonaceous Matter and Phosphorus from NE Bavaria (FR Germany) and Their Implication on Syngenetic and Epigenetic Uranium Concentration.- N. Jb. Miner. Abh., 148, 1-21, Stuttgart.
- DOBNER, A., GRAF, W., HAHN-WEINHEIMER, P. & HIRNER, A. (1978): Stable carbon isotopes of graphite from Bogala Mine, Sri Lanka.- Lithos, 11, 251-255, Oslo.
- DOBNER, A., GRAF, W., ELLRICH, J. & HIRNER, A. (1987): Geochemical investigation of graphitisation of coal (Barranca Formation, Sonora/Mexico).- Geol. Jb., in Druckvorbereitung.
- DORN, P. (1935): Geologische Studien im Passauer Graphitgneisgebiet.- Z. dt. geol. Ges., 87, 632-650, Berlin.
- DORNSIEPEN, U. F. (1979): Rb/Sr whole rock ages within the european Hercynian. A review.- Krystalinikum, 14, 33-49, Praha.
- DORNSIEPEN, U. F. & ZWART, H. J. (1980): The pre-variscan in central and western Europe.- Ann. Inst. Geol. Geofiz., 57, 101-114, Bucharest.
- DOUGAN, T. W. (1979): Compositional and Modal Relationships and Melting Reactions in some Migmatic Metapelites from New Hampshire and Maine.- Amer. J. Sci., 279, 897-935, New Haven.

- DRURY, S. A. (1973): The Geochemistry of Precambrian Granulite Facies Rocks from the Lewisian Complex of Tiree, Inner Hebrides, Scotland.- Chem. Geol., 11, 167-188, Amsterdam.
- DUBANSKY, A. (1984): Bestimmung des radiogenen Alters nach der K-Ar-Methode (Geochronologische Daten aus dem Böhmischem Massiv im Gebiet der Tschechischen Sozialistischen Republik).- Transact. Inst. Mining Metallurg. Ostrava, 1984/1, 137-170, Ostrava (in tschechisch).
- DUKE, E. F. & RUMBLE III, D. (1986): Textural and isotopic variations in graphite from plutonic rocks, South-Central New Hampshire.- Contrib. Mineral. Petrol., 93, 409-419, Berlin.
- DURAND, B. (1980): Kerogen: insoluble organic matter from sedimentary rocks.- 519 S., Paris (Edition Technique).
- EICHMANN, R. & SCHIDLOWSKI, H. (1974): Isotopic Composition of Carbonaceous Matter from the Precambrian Uranium Deposits of the Blind River District, Canada.- Naturwissenschaften, 61, S. 449, Berlin.
- EICHMANN, R. & SCHIDLOWSKI, M. (1975): Isotopic fractionation between coexisting organic carbon-carbonate pairs in Precambrian sediments.- Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 585-595, London.
- EL-HINNAWI, E. E., KABESH, M. L. & BISHADY, M. A. (1973): Mineralogy and geochemistry of Egyptian Graphite Schists.- Chemie der Erde, 32, 135-162, Jena.
- ELLRICH, J., HIRNER, A. & STARK, H. (1985): Distribution of Trace Elements in Crude Oils from Southern Germany.- Chem. Geol., 48, 313-323, Amsterdam.
- ERNST, W. (1970): Geochemical Facies Analysis.- 152 S., Amsterdam (Elsevier).
- EUGSTER, H. P. & SKIPPEN, G. B. (1967): Igneous and metamorphic reactions involving gas equilibria.- In: ABELSON, P. H. (ed.): Researches in Geochemistry, 2, 492-520, New York.
- FELBER, J. & WEINELT, W. (1984): Geophysikalische Methodenentwicklung mit begleitenden Kernbohrungen und Gesteinsanalysen in Ostbayern.- BMFT-FB-T 84-213, 105 S., Bonn.
- FISCHER, G. (1959): Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes.- Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., 41, 1-22, Stuttgart.
- FISCHER, G. (1965): Über das Moldanubikum in Bayern.- Vest. Ustr. Ust. Geol., 40, 221-232, Praha.

- FISCHER, G. (1966): Exkursionsführer zur Nachexkursion Kristallin des Bayerischen Waldes und der Oberpfalz.- 58 S., München.
- FISCHER, G. (1968): Moldanubicum in Bavaria.- Int. geol. Congr., XXIII. Sess., Excursion C 35, 92 S., Praha.
- FISCHER, G., SCHREYER, W., TROLL, G., VOLL, G. & HART, S. R. (1968): Hornblendealter aus dem ostbayerischen Grundgebirge.- N. Jb. Miner. Mh., 1968, 385-403, Stuttgart.
- FISCHER, G. & TROLL, G. (1973): Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes.- Geologica Bavarica, 68, 7-44, München.
- FLURL, M. (1792): Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz.- 642 S., München.
- FOWLER, S. W. (1977): Trace elements in zooplankton particulate products.- Nature, 269, 51-53, London.
- FOWLER, M. B. (1986): Large-ion lithophile element characteristics of an amphibolite facies to granulite facies transition at Gruinard Bay, North-west Scotland.- J. metamorphic Geol., 4, 345-359, Oxford.
- FRANKE, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse - abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum.- Geotekt. Forsch., 68, 253 S., Stuttgart.
- FRENTZEL, A. (1911): Das Passauer Granitmassiv.- Geognost. Jahresh., 24, 105-192, München.
- FRIEDMAN, J. & MURATA, K. J. (1979): Origin of dolomite in Miocene Monterey Shale and related formations in the Temblor Range, California.- Geochim. Cosmochim. Acta, 43, 1357-1365, London.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse.- Jb. Geol. B.-A., 119, 45-61, Wien.
- FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse.- Jb. Geol. B.-A., 129, 41-49, Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse.- Jb. Geol. B.-A., 119, 1-43, Wien.
- FUCHS, G. & SCHARBERT, H. G. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese.- Verh. Geol. B.-A., 1979/2, 29-49, Wien.
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich.- 96 S., Wien (Geol. B.-A.).

- GARDE, A. A. (1979): Strontium geochemistry and carbon and oxygen isotopic compositions of lower proterozoic dolomite and calcite marbles from the Marmorilik Formation, West Greenland.- *Precambrian Res.*, 8, 183-199, Amsterdam.
- GAVELIN, S. (1957): Variations in isotopic composition of carbon from metamorphic rocks in northern Sweden and their geological significance.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, 297-314, London.
- GEBAUER, D. (1984): Ein Modell der Entwicklungsgeschichte des ostbayerischen Grundgebirges auf der Basis plattentektonischer Vorstellungen und radiometrischer Datierungen.- In: BAUBERGER, W. & UNGER, H.J. (eds.): *Geol. Kt. Bayern 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr.7446*, Passau, 13-22, München (GLA).
- GEBAUER, D. (1986): The development of the continental crust of the European Hercynides since the Archean based on radiometric data.- In: FREEMAN, R., MUELLER, St. & GIESE, P. (eds.): *Proceedings on the third Workshop of the European Geotraverse (EGT) Project*, 15-23, Strasbourg.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, H. (1973): Vergleichende U/Pb- und Rb/Sr-Altersbestimmungen im Bayerischen Teil des Moldanubikums.- *Fortschr. Miner.*, 50, Beih. 3, S. 4, Stuttgart.
- GEBHARDT, F. (1969): NRMP (UG 1 NRP).- *Programmsammlung DRZ*, Darmstadt.
- GIARDINI, A. A., SALOTTI, C. A. & LAKNER, J. F. (1968): Synthesis of Graphite and Hydrocarbons by Reaction between Calcite and Hydrogen.- *Science*, 159/3812, 317-319, Washington.
- GILL, J. B. (1976): Composition and age of Lau Basin and ridge volcanic rocks: Implications for evolution of an interarc basin and remnant arc.- *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 87, 1384-1395, Boulder.
- GLASSLEY, W. (1982): Fluid evolution and graphite genesis in the deep continental crust.- *Nature*, 295, 229-231, London.
- GLENN, C. R. & ARTHUR, M. A. (1985): Sedimentary and geochemical indicators of productivity and oxygen contents in modern and ancient basins: the holocene Black Sea as the "Type" of anoxic basin.- *Chem. Geol.*, 48, 325-354, Amsterdam.
- GLIKSON, M., CHAPPELL, B. W., FREEMAN, R. S. & WEBBER, E. (1985): Trace Elements in Oil Shales, their Source and Organic Association with Particular Reference to Australian Deposits.- *Chem. Geol.*, 53, 155-174, Amsterdam.

- GORDON, T. M. & GREENWOOD, H. J. (1971): The stability of grossularite in H_2O-CO_2 mixtures.- Amer. Min., 56, 1674-1688, Menasha.
- GOROCHOV, J. M., MELNIKOV, N. N., VARSAVSKAJA, E. S. & KUTJAVIN, E. P. (1983): Rb-Sr dating of magmatic and metamorphic events in the eastern part of the Bohemian Massif.- Cas. pro miner. a geol., 28, 349-361, Praha.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G. (1973): Age and origin of detrital zircons from the pre-permian basement of the Bohemian Massif and the Alps.- Contrib. Mineral. Petrol., 40, 105-130, Berlin.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G. (1974): Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: the Moldanubicum of the area Lam - Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany.- Contrib. Mineral. Petrol., 45, 37-63, Berlin.
- GREENSMITH, J. T. (1979): Petrology of the sedimentary rocks.- 241 S., London (Allen & Unwin).
- GREW, E. S. (1974): Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas.- J. Geol., 82, 50-73, Chicago.
- GROHMANN, H. (1965): Beitrag zur Geochemie österreichischer Granitoide.- Tscher. Min. Petr. Mitt., 10, 436-474, Wien.
- GUMBEL, C. W. (1866): Über das Vorkommen von Eozoon im ost-bayerischen Urgebirge.- Sitzungsber. königl. Akad. d. Wiss., 1, 1-46, München.
- GUMBEL, C. W. (1868): Geognostische Beschreibung des ost-bayerischen Grenzgebirges oder des bayerischen und oberpfälzer Waldgebirges.- In: Geognostische Beschreibung des Königreiches Bayern.- 2. Abt., 968 S., Gotha (Perthes).
- GUNIA, T. (1985): Biogenic Structures in Crystalline Limestones from Ledec on the Sarava River (Czechoslovakia - Moldanubicum). Preliminary Studies.- Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sciences, 33, 101-106, Warsaw.
- GUPTA, L. N. & JOHANNES, W. (1982): Petrogenesis of a Stromatic Migmatite (Nelang, Southern Norway).- J. Petrol., 23, 548-567, Oxford.
- HAACK, U. K. (1969): Spurenelemente in Biotiten aus Graniten und Gneisen.- Contrib. Mineral. Petrol., 22, 83-126, Berlin.
- HAHN-WEINHEIMER, P. (1965): Die isotopische Verteilung von Kohlenstoff und Schwefel in Marmor und anderen Metamorphiten.- Geol. Rdsch., 55, 197-209, Stuttgart.

- HAHN-WEINHEIMER, P. & MARKL, G. (1968): Die Kohlenstoffisotopenverhältnisse C^{13}/C^{12} von Graphit und kristallinem Kalkstein der Lagerstätte Kropfmühl/Ostbayern. Ein Beitrag zur Diskussion der Graphitentstehung.- Bundesministerium f. wiss. Forschung, Forschungsber. K68-13, 74S., Frankfurt.
- HAHN-WEINHEIMER, P. (1971): Die Verwendung von stabilen Kohlenstoffisotopenverhältnissen zur Diskussion der Entstehung natürlicher Kohlenstoffverbindungen.- Geol. Rdsch., 60, 1384-1392, Stuttgart.
- HAHN-WEINHEIMER, P., MARKL, G. & RASCHKA, H. (1968): Stable Carbon Isotope Compositions of Graphite and Marble in the Deposits of Kropfmühl/NE Bavaria. Contribution to the discussion of graphite genesis.- Adv. in Org. Geochemistry, 34, 517-533, London.
- HAHN-WEINHEIMER, P. & HIRNER, A. (1981): Isotopic evidence for the origin of graphite.- *Geochem. J.*, 15, 9-15, Nagoya.
- HAHN-WEINHEIMER, P., HIRNER, A. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1984): Grundlagen und praktische Anwendung der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA).- 253 S., Braunschweig (Vieweg).
- HAMEURT, J. (1967): Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes.- *Mem. Serv. Ct. geol. Als. Lorr.*, 26, 402 S., Strasbourg.
- HARME, M. (1962): An exemple of anatexis.- *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 204, 113-125, Otaniemi.
- HARRIS, N. B. W. (1974): Some migmatite types and their origins, from the Barousse Massif, Central Pyrenees.- *Geol. Mag.*, 111, 319-328, Cambridge.
- HARTREE, R. & VEIZER, J. (1982): Lead and Zinc Distribution in Carbonate Rocks.- *Chem. Geol.*, 37, 351-365, Amsterdam.
- HAYES, J. M., KAPLAN, J. R. & WEDEKING, K. W. (1983): Precambrian Organic Geochemistry, Preservation of the record.- In: SCHOPF, J. W. (ed.): *The Earth's Earliest Biosphere*: 93-134, New Jersey (Princeton University Press).
- HEIER, K. S. (1964): Rubidium/Strontium and Strontium-87 / Strontium-86 Ratios in Deep Crustal Material.- *Nature*, 202, 477-478, London.
- HEIER, K. S. & ADAMS, J. A. S. (1964): The geochemistry of the alkali metals.- *Physics and Chemistry of the Earth*, 5, 253-318, Oxford.
- HEIER, K. S. & THORESEN, K. (1971): Geochemistry of high grade metamorphic rocks, Lofoten - Vesteralen, North Norway.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 89-99, London.

- HESS, D. (1977): Pflanzenphysiologie: molekulare und biochemisch-physiologische Grundlagen von Stoffwechsel und Entwicklung.- 379 S., Stuttgart (Ulmer).
- HIRST, D. M. (1962): The Geochemistry of Modern Sediments from the Gulf of Paria-I. The Relationship between the Mineralogy and the Distribution of Major Elements.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, 309-334, London.
- HIRST, D. M. (1974): Geochemistry of Sediments from Eleven Sea Cores.- In: DEGENS, E. T. & ROSS, D. A. (eds.): The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology.- *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 20, 430-449, Tulsa.
- HOEFS, J. & FREY, M. (1976): The isotopic composition of carbonaceous matter in a metamorphic profile from the Swiss Alps.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 945-951, London.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): Stability of andalusite and the Aluminium Silicate Phase Diagram.- *Amer. J. Sci.*, 271, 97-131, New Haven.
- HOLZER, H. (1963): Über einige weitere niederösterreichische Graphitlagerstätten.- *Verh. Geol. B.-A.*, 1963, 79-91, Wien.
- HOLZER, H. (1964 a): Niederösterreichische Graphitlagerstätten.- *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 57, 163-168, Wien.
- HOLZER, H. (1964 b): Die Flinzgraphitvorkommen im außer-alpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs.- *Verh. Geol. B.-A.*, 1964, 360-371, Wien.
- HOSCHEK, G. (1976): Melting relations of biotite + plagioclase + quartz.- *N. Jb. Miner. Mh.*, 1976, 79-83, Stuttgart.
- HUCKENHOLZ, H. G., LINDHUBER, W. & FEHR, K. T. (1981): Stability relationships of grossular + quartz + wollastonite + anorthite. I. The effect of andradite and albite.- *N. Jb. Miner. Abh.*, 142, 223-247, Stuttgart.
- ITAYA, T. (1981): Carbonaceous material in pelitic schists of the Sunbayava metamorphic belt in central Shikoku, Japan.- *Lithos*, 14, 215-224, Oslo.
- IVANTSIV, O. E., KUSHNIRUK, V. A. & UZHENKOV, G. A. (1980): Character and origin of strongly metamorphosed carbonaceous formations of the Ukraine.- *Lithol. Miner. Resour.*, 15, 553-556, New York.
- JACOBS, L., EMERSON, S. & SKEI, J. (1985): Partitioning and transport of metals across the O_2/H_2S interface in a permanently anoxic basin: Framvaren Fjord, Norway.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1433-1444, London.

- JACOBSON, R. L. & USDOWSKI, H. E. (1976): Partitioning of Strontium between Calcite, Dolomite and Liquids: An experimental Study under Higher Temperature Diagenetic Conditions, and a Model for the Prediction of Mineral Pairs for Geothermometry.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59, 171-185, Berlin.
- JAGER, E., GRUNENFELDER, M., GRÖGLER, N. & SCHROLL, E. (1965): Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum.- *Tscher. Min. Petr. Mitt.*, 10, 528-534, Wien.
- JANDA, I. & SCHROLL, E. (1960): Geochemische Untersuchungen an Graphitgesteinen.- *Report Int. Geol. Congr. Part I*, 40-53, Copenhagen.
- JANDA, I., SCHROLL, E. & SEDLAZEK, M. (1965): Zum Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen.- *Tscher. Min. Petr. Mitt.*, 10, 552-572, Wien.
- JOHANNES, W. (1983): On the Origin of Layered Migmatites.- In: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D. (eds.): *Migmatites, Melting and Metamorphism*: 234-248, Nantwich (Shiva).
- JOHANNES, W. (1983 a): Metastable Melting in Granite and Related Systems.- In: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D. (eds.): *Migmatites, Melting and Metamorphism*, 27-36, Nantwich (Shiva).
- JOHANNES, W. & GUPTA, L. N. (1982): Origin and Evolution of a Migmatite.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 114-123, Berlin.
- JUNG, R. & HÖLL, R. (1982): Wolframvorkommen in Nordost-Bayern.- *Erzmetall*, 35, 142-147, Weinheim.
- KAISER, E. (1922): Zur Entstehung der Passauer Graphitlagerstätten.- *Geol. Rdsch.*, 13, 321-326, Berlin.
- KASE, H.-R. & METZ, P. (1980): Experimental Investigations of the Metamorphism of Siliceous Dolomites.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 151-159, Berlin.
- KELTS, K. & MCKENZIE, J. A. (1982): Diagenetic dolomite formation in Quaternary anoxic diatomaceous muds of DSDP Leg 64, Gulf of California.- In: CURRAY, J. R. et al. (eds.): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 64, 553-569, Washington.
- KLEMM, D. D. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1971): Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes.- *N. Jb. Miner. Abh.*, 116, 80-111, Stuttgart.

- KLEMM, D. D. & MATHEIS, G. (1978): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Migmatitzug des mittleren Bergsträßer Odenwaldes.- N. Jb. Miner. Abh., 133, 149-175, Stuttgart.
- KNABE, W. (1970): Reaktionen des Biotits bei der Anatexis.- Geol. Jb., 88, 355-372, Hannover.
- KÖHLER, H., MÜLLER-SOHNUS, D. & CAMMANN, K. (1974): Rb-Sr Altersbestimmungen an Mineral- und Gesamtgesteinsproben des Leuchtenberger und Flossenbürger Granits, NE Bayern.- N. Jb. Miner. Abh., 123, 63-85, Stuttgart.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1976): Rb-Sr Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematik an Gesteinen und Mineralen des Regensburger Waldes.- Fortschr. Miner., 54, Beih. 1, S. 47, Stuttgart.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1980): Rb-Sr Systematics on Paragneiss Series from the Bavarian Moldanubicum, Germany.- Contrib. Mineral. Petrol., 71, 387-392, Berlin.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1981): Rb-Sr Messungen zur Klärung der Genese und Altersstellung der Körnelgneise des Regensburger Waldes (NE Bayern).- Fortschr. Miner., 59, Beih. 1, 92-93, Stuttgart.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1985): Rb-Sr-Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematik an Gesteinen des Regensburger Waldes (Moldanubikum NE Bayern) Teil 1: Paragneisanatexite.- N. Jb. Miner. Abh., 151, 1-28, Stuttgart.
- KONIKOV, A. Z. (1975): Isotopic composition of carbonate carbon and graphite in profoundly metamorphosed carbonate rocks of Eastern Sayan.- Dokl. Earth Sci. Sect., 224, 213-215, Falls Church.
- KONZALOVA, M. (1972): Some new microorganisms from the Bohemian Precambrian (Upper Proterozoic).- Cas. pro miner. a geol., 17, 267-272, Praha.
- KONZALOVA, M. (1980): Zu der mikropaläontologischen Erforschung graphitischer Gesteine im Südteil der Böhmisches Masse.- Vest. Ustr. ust. geol., 55/4, 233-236, Praha.
- KORZHINSKIY, A. F. & MAMCHUR, G. P. (1981): Isotope composition of graphitic and carbonate carbon from Archean gneisses of the Ukrainian Shield as an indicator of graphite formation conditions.- Int. Geol. Rev., 23, 337-342, Washington.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues.- Abh. Sächs. Geol. L.-A., 1, 39 S., Leipzig.
- KREJCI-GRAF, K. (1966): Geochemische Faziesdiagnostik.- Freiburger Forschungsh., C 224, 80 S., Freiberg.

- KREULEN, R. & VAN BEEK, P. C. J. M. (1983): The calcite-graphite isotope thermometer: data on graphite bearing marbles from Naxos, Greece.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1527-1530, London.
- KRYLOVA, G. I., GOROKHOV, S. S. & LEBEDEV, V. S. (1974): Genesis of carbonaceous and graphitic rocks in metamorphic complexes of the Southern Urals.- *Dokl. Earth. Sci. Sect.*, 218, 219-221, Falls Church.
- KWIECINSKA, B. & BARANSKI, L. (1977): Stable carbon isotope compositions of marble and graphite from Przeworno (Lower Silesia).- *Miner. Polon.*, 8/1, 15-29, Warszawa.
- LAMB, W. & VALLEY, J. W. (1984): Metamorphism of reduced granulites in low CO₂ vapour-free environment.- *Nature*, 315, 56-58, London.
- LAMBERT, I. B. & HEIER, K. S. (1968): Geochemical Investigations of Deep-Seated Rocks in the Australian Shield.- *Lithos*, 1, 30-53, Oslo.
- LANDERGREN, S. (1957): Preliminary Note on the Isotopic Composition of Carbon in some Swedish Rocks.- *Geol. Fören. Förhandl.*, 79, 274-275, Stockholm.
- LANDIS, C. A. (1971): Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30, 34-45, Berlin.
- LANGE, I. M., REYNOLDS, R. C. & LYONS, J. B. (1966): K/Rb Ratios in Coexisting K-Feldspars and Biotites from some New England Granites and Metasediments.- *Chem. Geol.*, 1, 317-322, Amsterdam.
- LANGERFELDT, H. (1961): Über Syenitbildung durch Palingenese und Kalifeldspat-Metablastesis im mittleren Schwarzwald.- *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 5, 19-51, Freiburg.
- LEUTWEIN, F. (1951): Geochemische Untersuchungen an den Alaun- und Kieselschiefern Thüringens.- *Arch. f. Lagerstättenforschung*, 82, 45 S., Berlin.
- LEVENTHAL, J. S. & HOSTERMAN, J. W. (1982): Chemical and mineralogical analysis of Devonian Black Shale Samples from Martin County, Kentucky; Carroll and Washington Counties, Ohio; Wise County, Virginia; and Overton County, Tennessee, U.S.A.- *Chem. Geol.*, 37, 239-264, Amsterdam.
- LINCK, G. (1914): Über das Eozoon und die Opicalcite.- *Chemie der Erde*, 1, 1-8, Jena.

- LIST, F. K. (1969): Ausbildung und Entstehung des Paragranodiorits nördlich von Deggendorf (südlicher Bayerischer Wald).— *Geologica Bavarica*, 60, 95-132, München.
- LOFTUS-HILLS, G. & SOLOMON, M. (1967): Cobalt, Nickel and Selenium in Sulphides as Indicators of Ore Genesis.— *Miner. Deposita*, 2, 228-242, Berlin.
- LONKA, A. (1967): Trace-elements in the Finnish Precambrian phyllites as indicators of salinity at the time of sedimentation.— *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 228, 1-63, Otaniemi.
- LOSERT, J. (1967): On the Volcanogenous Origin of Some Moldanubian Leptynites.— *Krystalinikum*, 5, 61-84, Praha.
- MAASS, I., KUNSTNER, E., HUBNER, H., NITZSCHE, H.M., SCHUTZE, H. & ZSCHIESCHE, M. (1975): Der Einfluß der petrographischen Zusammensetzung von Kohlen und bituminösen Sedimenten auf die stoffliche und isotope Zusammensetzung von Inkohlungsgasen künstlicher Nachinkohlungsreaktionen 2. Teil: Das Verhalten der Kohlenstoffisotope bei Nachinkohlungsreaktionen.— *Z. angew. Geol.*, 21, 536-543, Berlin.
- MAASS, I., WAND, U. & KAEMMEL, T. (1978): Die Kohlenstoffisotopenzusammensetzung hochinkohlter organischer Substanzen.— *Z. angew. Geol.*, 24, 109-120, Berlin.
- MACDONALD, G. A. & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas.— *J. Petr.*, 5, 82-133, Oxford.
- MACKENZIE, A. S., QUIRKE, J. M. E. & MAXWELL, J. R. (1980): Molecular parameters of maturation in the Toarcian shales, Paris Basin, France - II Evolution of metalloporphyrins.— In: DOUGLAS, A. G. & MAXWELL, J. R. (eds.): *Adv. in Org. Geochem.*, 1979, 239-248, Oxford (Pergamon).
- MALECHA, A., SUK, M. & VACHTL, J. (1959): Geologie a petrologie krystalinika mezi Susici Horazd'ovicemi.— *Sbor. Ustr. ust. geol.*, 26, 531-581, Praha.
- MANN, W. R. & CAVAROC, V. V. (1973): Composition of sand released from three source areas under humid, low relief weathering in the North Carolina Piedmont.— *J. Sed. Petr.*, 43, 870-881, Tulsa.
- MARCHIG, V., ERZINGER, J. & HEINZE, P.-M. (1986): Sediment in the black smoker area of the East Pacific Rise (18.5°S).— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79, 93-106, Amsterdam.
- MARKL, G. (1971): Die Verwendung von Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnismessungen als Beitrag zur Diskussion der Genese von + graphithaltigem Karbonatgestein.— 107 S., Diss. TU München, München.

- MATTHES, S. & HABENICHT, K. (1959): Über Einschaltungen von Pyroxengneismyloniten aus dem Kristallin des Vorderen Bayerischen Waldes östlich von Regensburg.- *Geologica Bavarica*, 39, 29-68, München.
- MAUCHER, A. (1936): Die Entstehung der Passauer Graphitlagerstätten.- *Chemie der Erde*, 10, 539-565, Jena.
- MAUCHER, A. (1938): Zu: "Vanadin in organogenen Sedimenten. I. Spektralanalytische Vanadinbestimmungen im Passauer Graphit" von BADER, E. (1937).- *Zbl. f. Min. Geol. u. Paläont., Abt. A*, 1938, 89-92, Stuttgart.
- MC KIRDY, D. M. & POWELL, T. G. (1974): Metamorphic alteration of carbon isotopic composition in ancient sedimentary organic matter: new evidence from Australia and South Africa.- *Geology*, 2, 591-595, Boulder.
- MEHNERT, K. R. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks.- 393 S., Amsterdam (Elsevier).
- MEHNERT, K. R. (1972): Granulites - Results of a discussion II.- *N. Jb. Miner. Mh.*, 1972, 139-150, Stuttgart.
- MEISER, P. & TEUSCHER, E. O. (1965): Das Feld Gotting - Ranna, geologisch geophysikalische Kartierung eines Graphitvorkommens im Passauer Wald.- *Geologica Bavarica*, 55, 34-52, München.
- METZ, P. (1970): Experimentelle Untersuchungen der Metamorphose von Kieselig dolomitischen Sedimenten II. Die Bildungsbedingungen des Diopsids.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 28, 221-250, Berlin.
- METZ, P. (1976): Experimental Investigation of the Metamorphism of Siliceous Dolomites III. Equilibrium Data for the Reaction: 1 Tremolite + 11 Dolomite = 8 Forsterite + 13 Calcit + 9 CO₂ + 1 H₂O for Total Pressures of 3000 and 5000 Bars.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 137-148, Berlin.
- METZ, P. & TROMMSDORFF, V. (1968): On Phase Equilibria in Metamorphosed Siliceous Dolomites.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, 305-309, Berlin.
- MISCH, P. (1964): Stable Association Wollastonite-Anorthite, and other Calc-Silicate Assemblages in Amphibolite-Facies Crystalline Schists of Nanga Parbat, Northwest Himalayas.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 10, 315-356, Berlin.
- MIYASHIRO, A. (1975): Classification, Characteristics, and Origin of Ophiolites.- *J. Geol.*, 83, 249-281, Chicago.

- MORIKIYO, T. (1984): Carbon isotopic study on coexisting calcite and graphite in the Ryoke metamorphic rocks, northern Kiso district, central Japan.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 251-259, Berlin.
- MULLEN, E. D. (1983): $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 53-62, Amsterdam.
- NEMEC, D. (1970): Lamprophyrische und lamproide Ganggesteine im Südteil der Böhmischo-Mährischen Anhöhe (CSSR).- *Tscher. Min. Petr. Mitt.*, 14, 235-284, Wien.
- NITSCH, K.-H., STORRE, B. & THEIN, U. (1985): Die Bildung von Spinell in Al-haltigen dolomitischen Marmoren.- *Fortschr. Miner.*, 63, Beih. 1, S. 161, Stuttgart.
- OEHLER, D. Z., SCHOPF, J. W. & KVENVOLDEN, K. A. (1972): Carbon Isotopic Studies of Organic Matter in Precambrian rocks.- *Science*, 175/4027, 1246-1248, Washington.
- OEHLER, D. Z. & SMITH, J. W. (1977): Isotopic composition of reduced and oxidized carbon in early archaean rocks from Isua, Greenland.- *Precambrian Res.*, 5, 221-228, Amsterdam.
- OHST, E. & TROLL, G. (1981): Porphyrite in der Umgebung von Waldkirchen, Bayerischer Wald.- *Aufschluß*, Sb. 31, 125-151, Heidelberg.
- PACLTOVA, B. (1980): Further micropaleontological data for the Paleozoic age of the Moldanubian carbonate rocks.- *Cas. pro miner. a geol.*, 25, 275-279, Praha.
- PAPAVASSILIOU, C. T. & COSGROVE, M. E. (1982): The geochemistry of DSDP Sediments from Site 223, Indian Ocean.- *Chem. Geol.*, 37, 299-315, Amsterdam.
- PEARCE, J. A. (1975): Basalt Geochemistry used to Investigate Past Tectonic Environments on Cyprus.- *Tectonophysics*, 25, 41-67, Amsterdam.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300, Amsterdam.
- PEARCE, J. A. & NORRIS, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47, Berlin.
- PERRY, E. C., TAN, F. C. & MOREY, G. B. (1973): Geology and stable isotope geochemistry of the Biwabik Iron Formation, Northern Minnesota.- *Econ. Geol.*, 68, 1110-1125, New Haven.

- PERRY, E. C. & AHMAD, S. N. (1977): Carbon Isotope Composition of Graphite and Carbonate Minerals from 3.8-AE metamorphosed sediments, Isukasia, Greenland.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 280-284, Amsterdam.
- PETERS, K. E., ROHRBACK, B. G. & KAPLAN, J. R. (1981): Carbon and Hydrogen Stable Isotope Variations in Kerogen during Laboratory-Simulated thermal Maturation.- *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 65, 501-508, Tulsa.
- PETTIJOHN, F. J. (1963): Chemical Composition of Sandstones - Excluding Carbonate and Volcanic Sands.- *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 440-S, 19 S., Washington.
- PILIPCHUK, M. F. & VOLKOV, I. I. (1974): Behavior of Molybdenum in Processes of Sediment Formation and Diagenesis in Black Sea.- In: DEGENS, E. T. & ROSS, D. A. (eds.): *The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology*.- *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 20, 542-553, Tulsa.
- PINEAU, F., LATOUCHE, L. & JAVOY, M. (1976): L'origine du graphite et les fractionnements isotopiques du carbone dans les marbres metamorphiques des Gour Oumelalen (Ahaggar, Algerie), des Adirondacks (New-Jersey, USA), et du Damara (Namibie, Sud-Ouest Africain).- *Bull. Soc. Geol. France*, 18, 1713-1723, Paris.
- PITCHER, W. S. (1983): Granite: Typology, Geological Environment and Melting Relationships.- In: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D. (eds.): *Migmatites, Melting and Metamorphism*: 277-285, Nantwich (Shiva).
- POWELL, R. (1978): Equilibrium thermodynamics in petrology.- 284 S., New York (Harper & Rao).
- PROPACH, G. & OLBRICH, M. (1985): Die variskischen Granite des Bayerischen Waldes südlich des Pfahls - Geochemie und Petrologie.- *Fortschr. Miner.*, 63, Beih. 1, S. 191, Stuttgart.
- RAISWELL, R. & PLANT, J. (1980): The Incorporation of Trace Elements into Pyrite during Diagenesis of Black Shales, Yorkshire, England.- *Econ. Geol.*, 75, 684-699, New Haven.
- RAJLICH, P., SYNEK, J., SARBACH, M. & SCHULMANN, K. (1986): Hercynian - thrust related shear zones and deformation of the Varied Group on the contact of granulites / Southern Moldanubian, Bohemian Massif.- *Geol. Rdsch.*, 75, 665-683, Stuttgart.
- RALEIGH, C. B. & TALBOT, J. L. (1967): Mechanical Twinning in Naturally and Experimentally Deformed Diopside.- *Amer. J. Sci.*, 265, 151-165, New Haven.

- RANKAMA, K. (1954): The isotopic constitution of carbon in ancient rocks as an indicator of its biogenic or nonbiogenic origin.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 5, 142-152, London.
- RASMY, M. & BASILY, A. B. (1983): Spectrographic Study of Trace Elements in some Egyptian Black Shales associated with Phosphate Deposits.- *Chem. Geol.*, 39, 115-123, Amsterdam.
- REDDING, C. E., SCHOELL, M., MONIN, J. C. & DURAND, B. (1979): Hydrogen and carbon isotopic composition of coals and kerogens.- In: DOUGLAS, A. G. & MAXWELL, J. R. (eds.): *Adv. in Org. Geochemistry*, 1979, 711-723, Oxford (Pergamon).
- RILEY, K. W. & SAXBY, J. D. (1982): Association of Organic Matter and Vanadium in Oil Shale from the Toolbuc Formation of the Eromanga Basin, Australia.- *Chem. Geol.*, 37, 265-275, Amsterdam.
- RITTER, L. (1951): Erläuterungen zur geologischen Karte von Kropfmühl.- 78 S., Dipl.-Arbeit, Univ. München (unveröff.).
- ROBINSON, D. & LEAKE, B. E. (1975): Sedimentary and igneous trends on AFM diagrams.- *Geol. Mag.*, 112, 305-307, Cambridge.
- ROCK, N. M. S. (1984): Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites.- *Transact. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 74, 193-227, Edinburgh.
- RÖSLER, H.-J., LANGE, H. & PILOT, J. (1971): Analyse der geochemischen Ablagerungsbedingungen von Sedimenten.- *Freiberger Forschungsh.*, C 272, 9-30, Freiberg.
- RÖSLER, H. J. & LANGE, H. (1976): *Geochemische Tabellen*.- 674 S., Stuttgart (Enke).
- ROST, F. (1940): *Spektalanalytische Untersuchungen an sulfidischen Erzlagerstätten des ostbayerischen Grenzgebirges. Ein Beitrag zur Geochemie von Nickel und Kobalt*.- *Z. ang. Min.*, 2, 1-27, Berlin.
- ROST, F. & HOCHSTETTER, R. (1964): Zur Petrologie und Geochemie der Ophicalcite des "Eozoon-Typs".- *N. Jb. Miner. Abh.*, 101, 173-194, Stuttgart.
- RUDNICK, R. L., MC LENNAN, S. M. & TAYLOR, S. R. (1985): Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1645-1655, London.

- RUMBLE, D., FERRY, J. M., HOERING, T. C. & BOUCOT, A. J. (1982): Fluid flow during metamorphism at the Beaver Brook fossil locality, New Hampshire.- *Amer. J. Sci.*, 282, 886-919, New Haven.
- RYSCHKEWITSCH, E. (1924): Über die Entstehung des Passauer Graphitvorkommens.- *Z. f. prakt. Geol.*, 1924/6, 70-76, Halle.
- SACKETT, W. M., NAKAPARKSIN, S. & DALRYMPLE, D. (1968): Carbon isotope effects in methane produced by thermal cracking.- In: HOBSON, G. D. & SPEERS, G. C. (eds.): *Adv. in Org. Geochemistry, 1966*, 37-53, Oxford (Pergamon).
- SAFRONOV, V. T. (1979): Carbon-bearing rocks from the Khizovara Suite (N. Karelia) and conditions of formation.- *Lithol. Miner. Resour.*, 14, 723-730, New York.
- SARWARY, E. (1969): Die Erzmineralparagenesen in den Kalksilikatfelsen des Bayerischen Waldes.- *Geologica Bavarica*, 60, 133-142, München.
- SAUNDERS, A. D., TARNEY, J., MARSH, N. G. & WOOD, D. A. (1980): Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach.- In: PANAYIOTOU, A. (ed.): *Ophiolites.- Proc. Int. Ophiolite Symp., Cyprus 1979*, Nicosia, *Geol. Surv.*, 193-204, Nicosia.
- SCHARBERT, H. G. (1964): Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums.- *N. Jb. Miner. Abh.*, 101, 27-66, Stuttgart.
- SCHARBERT, H. G. (1971): Cyanit und Sillimanit in moldanubischen Granuliten.- *Tscher. Min. Petr. Mitt.*, 16, 252-267, Wien.
- SCHARBERT, H. G. & FUCHS, G. (1981): Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs.- *Fortschr. Miner.*, 59, Beih. 2, 129-152, Stuttgart.
- SCHIDLOWSKI, H., EICHMANN, R. & JUNGE, C. E. (1975): Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget.- *Precambrian Res.*, 2, 1-69, Amsterdam.
- SCHIDLOWSKI, M., EICHMANN, R. & FIEBIGER, W. (1976a): Isotopic fractionation between organic carbon and carbonate carbon in Precambrian banded ironstone series from Brazil.- *N. Jb. Miner. Mh.*, 1976, 344-353, Stuttgart.
- SCHIDLOWSKI, M., EICHMANN, R. & JUNGE, C. E. (1976b): Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 449-455, London.

- SCHIDLowski, M., APPEL, P. W. U., EICHMANN, R. & JUNGE, C. E. (1979): Carbon isotope geochemistry of the 3.7×10^7 -yr-old Isua sediments, West Greenland: implications for the Archaean carbon and oxygen cycles.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 189-199, London.
- SCHIDLowski, M., HAYES, J. M. & KAPLAN, I. R. (1983): Isotopic Inferences of Ancient Biochemistries: Carbon, Sulfur, Hydrogen, and Nitrogen.- In: SCHOPF, J. W. (ed.): *Earth's Earliest Biosphere*: 149-186, New Jersey.
- SCHMID, H. & WEINELT, W. (1978): Lagerstätten in Bayern.- *Geologica Bavarica*, 77, 160 S., München.
- SCHNEIDER, G. (1975): Experimental replacement of garnet by biotite.- *N. Jb. Miner. Mh.*, 1975, 1-10, Stuttgart.
- SCHNEIDER, G. & BUSCH, W. (1980): Zur Geochemie von Migmatiten am Beispiel von Gesteinen des Schwarzwaldes.- *Berliner geowiss. Abh.*, A 33, 82 S., Berlin.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1949): Das Vorkommen von Titan, Vanadium, Chrom, Molybdän, Nickel und einigen anderen Spurenmetallen in deutschen Sedimentgesteinen.- *N. Jb. Miner. Mh.*, Abt. A, 1949, 50-72, Stuttgart.
- SCHNELL, F. & GEBHARDT, F. (1969): Programm PAFA (UG1PAF) Hauptachsen-Faktorenanalyse.- *Programmsammlung DRZ*, Darmstadt.
- SCHOELL, M. & WELLMER, F.-W. (1981): Anomalous ^{13}C depletion in early Precambrian graphites from Superior Province, Canada.- *Nature*, 290, 696-699, London.
- SCHREYER, W. (1962): Das Moldanubikum um Vilshofen in Niederbayern.- *Beih. Geol. Jb.*, 49, 121 S., Hannover.
- SCHROLL, E. (1975): *Analytische Geochemie. Band I: Methodik*.- 292 S., Stuttgart (Enke).
- SCHROLL, E. & GROHMANN, H. (1965): Beitrag zur Kenntnis des K/Rb-Verhältnisses in magmatischen Gesteinen.- *Geol. Rdsch.*, 55, 261-274, Stuttgart.
- SCHWARCZ, H. P. (1969): The stable isotopes of carbon.- In: WEDEPOHL, K. H. (ed.): *Handbook of Geochemistry*, Vol. II/1, S. 6-B-1 - 6-B-15, Berlin.
- SERALATHAN, P. & HARTMANN, M. (1986): Molybdenum and vanadium in sediment cores from the NW-African continental margin and their relations to climatic and environmental conditions.- "Meteor" *Forsch.-Ergebnisse*, Reihe C, 40, 1-17, Berlin.
- SHABO, E. V. & MAMCHUR, G. P. (1973): Isotopic composition of graphite and carbonates from the Zaval'ye deposit.- *Dokl. Earth Sci. Sect.*, 209, 203-206, Falls Church.

- SHAW, D. M. (1954): Trace elements in pelitic rocks. Part I: Variation during metamorphism.- Bull. Geol. Soc. Amer., 65, 1151-1166, New York.
- SHAW, D. M. (1956): Geochemistry of pelitic rocks.- Bull. Geol. Soc. Amer., 67, 919-934, New York.
- SHEARMAN, D. J. & SHIRMOHAMMADI, N. H. (1969): Distribution of strontium in dedolomites from the French Jura.- Nature, 223, 606-608, London.
- SHEPPARD, S. M. F. & SCHWARCZ, H. P. (1970): Fractionation of Carbon and Oxygen Isotopes and Magnesium between Coexisting Metamorphic Calcite and Dolomite.- Contrib. Mineral. Petrol., 26, 161-198, Berlin.
- SHUGUANG, L., XIACHEN, Z., JIANGFENG, C., JUNXIN, W. & YANYAO, D. (1984): Origin of graphite in early precambrian Banded Iron Formation in Anshan, China.- Geochemistry, 3, 235-245, Beijing.
- SIDORENKO, A. V., BORSHCHEUSKIY, Yu. A., SIDORENKO, Sv. A., USTINOV, V. A. & POPOVA, N. K. (1972): Isotopic composition of elemental carbon in precambrian metamorphic rocks.- Dokl. Earth Sci. Sect., 206, 220-222, Falls Church.
- SIGHINOLFI, G. P. (1971): Investigations into deep crustal levels: Fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism.- Geochim. Cosmochim. Acta, 35, 1005-1021, London.
- SIGHINOLFI, G. P. (1978): Strontium. 38-N. Behavior in Metamorphic Reactions.- In: WEDEPOHL, K. H. (ed.): Handbook of Geochemistry, Vol. II/4, 38-N-1 - 38-N-2, Berlin.
- SILVERMAN, S.R. (1964): Investigations of petroleum origin and evolution mechanisms by carbon isotope studies.- In: CRAIG, H., MILLER, S. L. & WASSERBURG, G. J. (eds.): Isotopic and cosmic chemistry: 92-102, Amsterdam.
- SIMONEN, A. (1953): Stratigraphy and Sedimentation of the Svecofennidic, Early Archean Supracrustal Rocks in Southwestern Finland.- Bull. Com. Geol. Finlande, 160, 1-64, Helsinki.
- SMITH, J. W., SCHOPF, J. W. & KAPLAN, I. R. (1970): Extratable organic matter in Precambrian cherts.- Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 659-675, London.
- SNEZHKO, A. M. & BEREZOVSKIY, F. I. (1975): Nature of graphite-bearing rocks of the Krivoy Rog Series.- Dokl. Earth Sci. Sect., 222, 211-213, Falls Church.

- STEIN, R. (1986): Organic Carbon and Sedimentation Rate - Further Evidence for Anoxic Deep-Water Conditions in the Cenomanian/Turonian Atlantic Ocean.- *Mar. Geol.*, 72, 199-209, Amsterdam.
- STEINER, L. (1972): Alkalisierung im Grundgebirge des Bayerischen Waldes.- *N. Jb. Miner. Abh.*, 116, 132-166, Stuttgart.
- STETTNER, G. (1984): Zum gegenwärtigen Stand der lithostratigraphischen und petrotektonischen Gliederung der Metamorphite im Bayerischen Westteil der Böhmisches Masse.- *Fortschr. Miner.*, 62, Beih. 1, 237-239, Stuttgart.
- STORRE, B. (1970): Stabilitätsbedingungen Grossular-führender Paragenesen im System $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29, 145-162, Berlin.
- STRECKEISEN, A. (1976 a): To each plutonic rock its proper name.- *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-34, Amsterdam.
- STRECKEISEN, A. (1976 b): Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. A provisional attempt.- *N. Jb. Miner. Mh.*, 1976, 1-15, Stuttgart.
- SUESS, F. E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse.- In: DIENER, C. et al.: Bau und Bild Österreichs: 1-322, Wien.
- SUK, M. (1964): Material characteristics of the metamorphism and migmatization of moldanubian paragneisses in central Bohemia.- *Krystalinikum*, 2, 71-105, Praha.
- SUK, M. (1974): Lithology of Moldanubian Metamorphics.- *Cas. pro miner. a geol.*, 19/4, 373-389, Praha.
- TALBOT, M. R. & KELTS, K. (1986): Primary and diagenetic carbonates in the anoxic sediments of Lake Bosumtwi, Ghana.- *Geology*, 14, 912-916, Boulder.
- TEUSCHER, E. O. (1981): Die Graphitlagerstätten des Passauer Waldes.- *Aufschluß*, Sb. 31, 91-100, Heidelberg.
- THIELE, O. (1966): Die Münchberger Gneismasse als Zeugnis für den Deckenbau der Varisziden.- *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 59/2, 219-229, Wien.
- THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich).- *Jb. Geol. B.-A.*, 126/4, 513-523, Wien.
- TIMOFEEV, P. P. & BOGOLYUBOVA, L. I. (1981): Organic matter in Cretaceous "Black Shales" from the Atlantic and Pacific oceans and their relation to the problems of oil and gas formation.- *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 5, 575-600, Pau.

- TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas.- Geotekt. Forsch., 64, 1-91, Stuttgart.
- TÖPPER, W. (1961): Beitrag zum Mineralbestand und zur Geochemie der Graphitlagerstätte Kropfmühl - Pfaffenreuth bei Passau/Donau.- 108 S., Diss. TU Berlin, Berlin.
- TONDAR, P. (1985): Petrographische Untersuchungen im Südwestteil des Blattes 7348 Wegscheid 1:25000 mit besonderer Berücksichtigung der Steinbrüche.- 150 S., Dipl.-Arb., Univer. München (unveröff.).
- TRÖGER, W. E. (1982): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I Bestimmungstabellen.- 175 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- TROLL, G. (1966): Über Metabasite des Bayerischen Waldes. 1. Zur Petrographie und Petrochemie apatit- und biotit-reicher Metabasite im nördlichen Passauer Wald.- N. Jb. Miner. Abh., 106, 72-105, Stuttgart.
- TROLL, G. (1967): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald. Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil.- Geologica Bavarica, 58, 188 S., München.
- TROLL, G. (1974): Excursion B 8. Igneous and metamorphic rocks in the southern Bavarian Forest.- Fortschr. Miner., 52, Beih. 1, 167-194, Stuttgart.
- TROLL, G. & WINTER, H. (1969): Zur Petrographie und Geochemie von Anatexiten und ihren basischen Einschlüssen im Passauer Wald, Niederbayern.- Geologica Bavarica, 60, 52-94, München.
- TROMMSDORF, V. (1968): Mineralreaktionen mit Wollastonit und Vesuvian in einem Kalksilikatfels der alpinen Disthenzone (Claro, Tessin).- Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 48, 655-666, Zürich.
- VALLEY, J. W. & O'NEIL, J. R. (1981): $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ exchange between calcite and graphite: a possible thermometer in Grenville marbles.- Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 411-419, London.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D. R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe.- Transact. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci., 73, 89-108, Edinburgh.
- VAN DE KAMP, P. C., LEAKE, B. E. & SENIOR, A. (1976): The petrography and geochemistry of some Californian arkoses with application to identifying gneisses of metasedimentary origin.- J. Geol., 84, 195-212, Chicago.

- VAN DE KAMP, P. C. & LEAKE, B. E. (1985): Petrography and Geochemistry of Feldspathic and Mafic Sediments of the Northeastern Pacific Margin.- Transact. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci., 76, 411-449, Edinburgh.
- VAN GRAAS, G., VIETS, T. C., DE LEEUW, J. W & SCHENCK, P. A. (1983): Origin of the Organic Matter in a Cretaceous Black Shale Deposit in the Central Apennines (Italy).- Adv. in Org. Geochemistry, 1981, 471-476, New York.
- VEIZER, P. E. & DEMOVIC, R. (1974): Strontium as a tool in facies analysis.- J. Sed. Petr., 44, 93-115, Tulsa.
- VEJNAR, (1962): Zum Problem des absoluten Alters der kristallinen Schiefer und der Intrusiva des westböhmisches Kristallins.- Krystalinikum, 1, 149-159, Praha.
- VINE, J. D. & TOURTELOT, E. B. (1970): Geochemistry of Black Shale Deposits - A summary report.- Econ. Geol., 65, 253-272, New Haven.
- VOLKOV, I. I. & FOMINA, L. S. (1974): Influence of Organic Material and Processes of Sulfide Formation on Distribution of Some Trace Elements in Deep-Water Sediments of Black Sea.- In: DEGENS, E. T. & ROSS, D. A. (eds.): The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology.- Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 20, 456-476, Tulsa.
- VOLL, G. (1960): Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatischer Gesteine.- Beih. Geol. Jb., 42, 382 S., Hannover.
- VON GUTTENBERG, R. (1974): Stoffbestand und Metamorphose von Gesteinen der Bunten Serie am Südrand des Passauer Waldes.- Diss. Univer. München, 101 S., München.
- VOULTSIDIS, V. (1973): Petrographische und geochemische Untersuchungen an Amphiboliten des Bayerischen Waldes. Ein Beitrag zur Klärung ihrer Genese.- 95 S., Diss. Univ. München, München.
- WADA, H. (1977): Isotopic studies of graphite in metamorphosed carbonate rocks of central Japan.- Geochem. J., 11, 183-197, Nagoya.
- WADA, H. (1978): Carbon Isotopic Study on Graphite and Carbonate in the Kamioka Mining District, Gifu Prefecture, Central Japan, in relation to the role of graphite in the pyrometasomatic ore deposition.- Miner. Deposita, 13, 201-220, Berlin.
- WADA, H. & OANA, S. (1975): Carbon and oxygen isotope studies of graphite bearing carbonates in the Kasuga area, Gifu Prefecture, central Japan.- Geochem. J., 9, 149-160, Nagoya.

- WADA, H. & SUZUKI, K. (1983): Carbon isotopic thermometry calibrated by dolomite.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 697-706, London.
- WALLISER, O. H. (1986): Global biological events in earth history. IGCP Project 216.- 5. Alfred Wegener Conference, 1. Internat. Workshop of the IGCP Project 216, Summaries, 1-5, Göttingen.
- WATTL, J. (1868): Geognosie von Passau und Umgegend.- Correspondenz-Bl. zool.-miner. Ver. Regensburg, 22, 164-166, Regensburg.
- WATTL, J. (1871): Zur Geognosie von Niederbayern, Ergänzungen zur Oryctognosie.- Correspondenz-Bl. zool.-miner. Ver. Regens- burg, 25, 50-55, Regensburg.
- WAND, U., MAASS, I. & KAEMMEL, T. (1979): Isotopenuntersuchungen am Kohlenstoff hochinkohlter Substanzen zur Charakterisierung exogener und endogener Prozesse.- *Z. geol. Wiss.*, 7, 241-253, Berlin.
- WATZNAUER, A., BEHR, H.-J. & MATHE, H. (1971): Die Granulite Sachsens.- Freiburger Forschungsh., C 268, 91-111, Freiberg.
- WAYLAND, R. G. (1951): The graphite of the Passau Area, Bavaria.- *Mining Eng.*, 190, 166-172, New York.
- WEBER, K. & VOLLBRECHT, A. (1986): Kontinentales Tiefbohrprogramm der BRD. KTB, Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten Lokation Oberpfalz.- 2. KTB-Kolloquium Seeheim/Odenwald 19.9. - 21.9.1986, 186 S., Seeheim.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1974): Geochemische Untersuchungen an Biotit-Dioriten, Hornblende-Dioriten und Metamorphiten des mittleren Kristallinen Odenwaldes.- *N. Jb. Miner. Abh.*, 120, 119-146, Stuttgart.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1979): Erfahrungen mit der energiedispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse.- *Fortschr. Miner.*, 57, Beih. 1, 233-234, Stuttgart.
- WEDEPOHL, K. H. (1962): Beiträge zur Geochemie des Kupfers.- *Geol. Rdsch.*, 52, 492-504, Stuttgart.
- WEDEPOHL, K. H. (1964): Untersuchungen am Kupferschiefer in Nordwestdeutschland: Ein Beitrag zur Deutung der Genese bituminöser Sedimente.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 305-364, London.
- WEDEPOHL, K. H. (1970): Geochemische Daten von sedimentären Karbonaten und Karbonatgesteinen in ihrem faziellen und petrogenetischen Aussagewert.- *Verh. Geol. B.-A.*, 1970, 692-705, Wien.

- WEDEPOHL, K. H. (1971): Environmental influences on the chemical composition of shales and clays.- In: AHRENS, C. H., PRESS, F., RUNCORN, S. K. & UREY, H. C. (eds.): Physics and Chemistry of the Earth, 8, 305-333, Oxford (Pergamon).
- WEINELT, Wi. (1973): Eine graphitführende Metamorphit-Serie im Moldanubikum des Hinteren Bayerischen Waldes.- *Geologica Bavarica*, 68, 87-99, München.
- WEINELT, Wi. (1983): Geophysikalische Methodenentwicklung mit begleitenden Kernbohrungen und Gesteinsanalysen in Ostbayern, 1. Jahresber. zum BMFT-Forschungsvorh. 03 R 240.- Bayer. Geol. L.-A., Tagebuch-Nr. 102.3.1-IV/2, München.
- WEINELT, Wi. & FELBER, J. (1983): Geophysikalische Methodenentwicklung mit begleitenden Kernbohrungen und Gesteinsanalysen in Ostbayern, 2. Jahresber. zum BMFT-Forschungsvorh. 03 R 240.- Bayer. Geol. L.-A., Tagebuch-Nr. 102.3.1-IV/2, München.
- WEINSCHENK, E. (1897): Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten. I. Die Graphitlagerstätten des bayerisch-böhmischen Waldgebirges.- *Abh. Königl. Bayer. Akad. d. Wiss. II.C., II. Abt.*, 13-56, München.
- WEIS, P. L., FRIEDMAN, I. & GLEASON, J. P. (1981): The origin of epigenetic graphite: evidence from isotopes.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 2325-2332, London.
- WHITE, A. J. R. (1966): Genesis of Migmatites from the Palmer Region of South Australia.- *Chem. Geol.*, 1, 165-200, Amsterdam.
- WHITE, A. J. R. & CHAPPEL, B. W. (1977): Ultrametamorphism and Granitoid Genesis.- In: GREEN, D. H. (ed.): *Experimental Petrology Related to Extreme Metamorphism.- Tectonophysics*, 43, 7-22, Amsterdam.
- WHITNEY, P. R. (1969): Variations of the K/Rb ratio in migmatitic paragneisses of the Northwest Adirondacks.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, 1203-1211, London.
- WICKMAN, F. E. (1956): The cycle of carbon and the stable carbon isotopes.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 9, 136-153, London.
- WICKMAN, F. E. & VON UBISCH, H. (1951): Two notes on the isotopic constitution of carbon in minerals.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1, 119-121, London.
- WIMMENAUER, W. & HAHN-WEINHEIMER, P. (1966): Geochemische und petrographische Kriterien für die Herkunft von Kersantiten und Minetten.- *N. Jb. Miner. Mh.*, 1966, 201-220, Stuttgart.

- WINKLER, H. G. F. (1979): Petrogenesis of Metamorphic Rocks.- 348 S., New York (Springer).
- WYLLIE, P. J. (1977): Crustal Anatexis: An Experimental Review.- Tectonophysics, 43, 41-71, Amsterdam.
- WYLLIE, P. J. (1983): Experimental Studies on Biotite- and Muscovite-Granites and some Crustal Magmatic Sources.- In: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D. (eds.): Migmatites, Melting and Metamorphism, 12-26, Nantwich (Shiva).
- YUDOVICH, Y. E. & KETRIS, M. P. (1985): Selenium in Pay Khoy Black Shales.- Geochem. Int., 22/4, 109-116, Washington.
- ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H. G. (1983): Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raume Persenberg (südwestl. Waldviertel).- Jb Geol. B.-A., 126/1, 181-199, Wien.
- ZEMAN, J. (1980): Granulites of the Bohemian Massif related to its deep structure and developement.- Krystalinikum, 15, 81-102, Praha.
- ZOUBEK, V. (1971): Einige Bemerkungen zum Granulitproblem.- Freiburger Forschungsh., C 268, 59-79, Freiberg.
- ZOUBEK, V. (1980): On the recent state of research of the precambrian in the european Variscides.- Ann. Inst. Geol. Geofiz., 57, 57-99, Bucharest.

9. Anhang

Seite

Tab.A1: Analysenergebnisse und Niggli-Werte der Proben aus den Untertageprofilen	219
Tab.A2: Transformierte Analysenergebnisse der Proben aus den Graphitflözen	231
Tab.A3: CIPW-Norm ausgewählter Proben der Untertageprofile	231
Tab.A4: Analysenergebnisse der Bohrkernproben	233
Tab.A5: Abkürzungsverzeichnis	236

Tab.A1: Analysenergebnisse und Niggli-Werte der Proben aus den Untertageprofilen. Haupt/Nebenelemente in Gew-%, Spurenelemente in ppm. Wenn FeO nicht bestimmt wurde gilt: $Fe_2O_3 = Fe_{tot.}$ Zur Herkunft der Proben vgl. Abschnitt 2., Abb. 4.

Graphitflöze (Süd)											
	292	295	309	317	320	322	401	406	501	165	
SiO ₂	46,90	40,79	55,53	45,81	35,56	29,44	30,05	39,69	37,67	44,34	
TiO ₂	0,56	0,68	0,53	1,07	0,67	0,60	0,71	0,92	0,63	0,75	
Al ₂ O ₃	11,98	9,36	11,72	11,94	10,92	9,81	10,70	11,07	10,39	10,86	
Fe ₂ O ₃	7,54	11,31	7,97	3,36	10,20	10,85	0,16	15,12	3,12	11,88	
FeO	---	---	---	6,52	---	---	12,83	---	7,49	---	
MnO	0,07	0,22	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	
NiO	2,86	5,44	2,78	3,23	1,72	2,07	1,67	2,63	1,16	2,03	
CaO	3,82	5,65	4,74	2,87	3,31	3,01	1,86	1,50	1,23	1,80	
Na ₂ O	2,41	1,39	2,32	1,90	1,45	2,18	1,55	1,36	2,59	2,00	
K ₂ O	2,78	5,46	4,59	7,93	3,84	1,36	3,39	7,09	3,89	6,84	
P ₂ O ₅	0,50	0,49	0,26	0,90	0,30	0,07	0,42	0,40	0,12	0,41	
C	19,57	16,96	9,25	10,50	20,90	37,14	34,51	19,29	30,61	19,75	
Fl.	1,68	3,17	0,39	3,03	2,55	2,15	1,56	0,42	0,96	0,27	
Summe	100,67	100,92	100,12	99,09	99,45	98,71	99,46	99,53	99,90	100,96	
V	297	225	180	492	>500	337	>500	>500	>500	270	
Cr	120	142	127	168	213	209	251	252	345	309	
Co	116	102	60	203	>250	178	>250	>250	>250	89	
Ni	71	118	85	107	111	146	96	122	157	229	
Cu	82	491	173	315	272	474	216	397	175	649	
Zn	37	34	51	39	24	37	25	37	48	42	
Ga	15	8	15	13	12	11	15	14	11	7	
Pb	17	27	25	11	36	21	11	8	35	50	
Rb	118	113	165	203	161	97	128	243	127	172	
Sr	195	57	99	151	195	153	129	63	94	68	
Y	68	34	41	22	43	45	20	20	61	45	
Zr	240	18	146	159	222	117	334	251	305	76	
Nb	18	24	33	34	27	25	34	37	20	23	
Ba	33	28	353	221	n.d.	n.d.	n.d.	28	n.d.	80	
ei	185,68	122,84	203,20	153,56	147,55	126,56	119,13	135,45	165,17	166,56	
al	27,95	16,61	25,27	23,59	26,70	24,85	25,00	22,26	26,85	24,04	
fm	39,58	50,61	37,20	42,98	42,59	48,47	52,57	52,32	45,49	45,04	
c	16,20	18,23	18,58	10,31	14,71	13,86	7,90	5,48	5,78	7,24	
alk	16,27	14,55	18,94	23,13	15,99	12,81	14,53	19,93	21,89	23,67	
mg	0,43	0,48	0,41	0,38	0,25	0,27	0,19	0,26	0,17	0,25	
k	0,43	0,72	0,57	0,73	0,64	0,29	0,59	0,77	0,50	0,69	
(Nord)											
	254	255	256	435	436	523	526	528	600	601	602
SiO ₂	64,51	52,38	54,56	61,65	55,82	46,12	51,60	55,58	56,84	58,94	52,43
TiO ₂	0,39	0,55	0,73	0,47	0,65	1,10	0,68	0,81	0,69	0,63	0,67
Al ₂ O ₃	13,38	10,79	11,99	12,90	12,96	12,26	12,72	12,83	12,08	12,89	10,19
Fe ₂ O ₃	2,10	11,04	9,81	7,65	6,27	9,22	9,22	7,45	3,22	7,25	10,49
FeO	2,35	---	---	---	---	---	---	---	4,92	---	---
MnO	0,05	0,15	0,18	0,12	0,08	0,09	0,15	0,11	0,14	0,11	0,16
NiO	1,20	1,24	1,82	3,49	1,69	4,09	1,78	2,60	2,41	1,52	1,16
CaO	1,08	1,25	1,64	3,09	2,00	1,99	1,99	1,80	1,58	1,41	2,67
Na ₂ O	3,55	1,88	2,20	3,39	2,19	2,73	2,61	3,92	2,75	3,25	2,64
K ₂ O	3,66	3,37	3,52	2,14	3,56	4,46	2,78	1,85	3,50	3,07	1,99
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,19	0,20	0,10	0,14	0,20	0,18	0,14	0,15	0,14
C	5,20	14,21	11,20	4,51	12,48	16,27	12,96	12,10	10,19	9,39	15,77
Fl.	1,34	2,83	1,93	0,57	1,77	1,72	3,16	1,46	1,36	0,61	0,61
Summe	98,86	99,72	99,77	100,18	99,57	100,19	99,85	100,69	99,82	99,22	99,86
V	61	500	161	168	174	346	333	251	262	207	291
Cr	119	176	133	113	94	168	141	170	118	150	173
Co	12	238	28	43	31	84	69	30	62	41	155
Ni	85	100	111	68	84	116	99	130	86	113	184
Cu	99	305	241	107	156	224	189	222	238	203	498
Zn	57	55	141	112	71	57	130	150	80	89	23
Ga	17	11	12	24	16	15	15	17	15	16	5
Pb	27	17	29	24	28	25	38	104	24	20	42
Rb	123	141	117	81	140	154	96	96	162	124	78
Sr	137	120	95	105	201	137	142	109	117	107	105
Y	7	14	52	30	25	34	48	41	24	33	44
Zr	138	388	166	154	253	245	311	294	223	210	258
Nb	35	33	20	32	30	32	29	34	35	32	34
Ba	1095	210	230	357	576	258	29	368	375	388	76
ei	319,45	238,60	232,69	231,56	259,89	164,96	218,19	231,16	237,25	267,55	233,52
al	39,04	28,96	30,13	28,55	35,56	25,84	31,70	31,44	29,71	35,48	26,74
fm	26,62	46,84	43,70	41,54	34,01	46,89	41,09	39,82	42,78	35,47	43,46
c	5,73	6,10	7,49	12,43	9,98	7,63	9,02	8,02	7,07	6,86	12,74
alk	28,60	18,09	18,67	17,47	20,46	19,64	18,20	20,71	20,45	23,19	17,05
mg	0,33	0,18	0,26	0,47	0,34	0,46	0,27	0,40	0,35	0,29	0,18
k	0,40	0,54	0,51	0,29	0,52	0,52	0,41	0,24	0,46	0,38	0,33

Graphit-Biotit-Plagioklas-Gneise

	603	121	125	128	156	209	212	223	226	229	231
SiO ₂	60,71	53,31	55,07	49,70	57,13	63,76	65,05	58,95	64,01	63,40	49,29
TiO ₂	0,79	1,60	1,76	2,50	0,70	0,62	0,52	0,93	0,82	0,71	0,91
Al ₂ O ₃	12,55	16,17	17,57	21,43	13,30	16,37	16,94	13,47	14,46	16,88	19,71
Fe ₂ O ₃	8,08	11,46	0,12	0,67	8,62	0,16	0,81	9,06	0,76	5,47	2,16
FeO	--	--	9,56	9,23	--	4,65	3,34	--	6,17	--	8,51
MnO	0,12	0,13	0,16	0,16	0,06	0,06	0,03	0,05	0,11	0,10	0,06
IlgO	3,01	4,52	2,92	3,49	5,54	1,64	1,16	5,48	2,37	2,26	2,88
CaO	1,79	2,90	1,63	2,51	6,28	3,00	2,60	3,80	2,50	2,03	1,99
Na ₂ O	2,13	4,00	4,16	3,94	3,18	5,26	4,60	2,47	2,67	4,62	4,04
K ₂ O	3,03	3,14	3,29	3,42	4,85	2,46	2,94	3,95	4,03	4,44	4,17
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,11	0,14	0,22	0,02	0,01	0,19	0,15	n.d.	n.d.
O(GV)	6,13	1,75	1,92	2,53	0,86	1,31	1,16	1,33	1,28	0,84	5,63
Fl.	0,11										
Summe	100,60	99,24	98,27	99,72	100,74	99,31	98,96	99,68	99,93	100,75	100,15
V	206	224	190	198	102	82	63	207	151	96	320
Cr	101	127	65	83	107	95	82	92	77	107	139
Co	34	45	19	26	21	16	10	44	33	10	76
Ni	81	83	73	82	61	66	66	64	63	53	99
Cu	156	70	156	169	16	92	115	127	175	29	295
Zn	109	107	166	90	89	62	54	64	52	78	86
Ga	18	20	19	20	20	22	17	19	16	24	16
Pb	28	13	20	18	17	14	22	15	16	18	22
Hb	126	81	97	93	154	75	72	144	149	150	121
Sr	137	104	120	170	136	377	557	147	207	426	262
Y	22	40	41	44	41	16	9	29	37	28	33
Zr	273	155	144	235	86	195	161	99	137	106	179
Nb	36	22	21	24	20	31	38	34	32	28	37
Ba	430	n.d.	188	281	423	1139	1863	771	845	2027	528
sl	253,30	156,10	178,77	142,49	160,76	244,90	269,24	184,50	240,55	234,79	144,19
al	30,81	27,90	33,61	36,21	22,05	37,05	41,32	24,84	32,02	36,84	33,98
fm	44,51	45,30	40,82	38,88	41,63	24,99	20,93	38,03	38,53	28,03	38,29
c	8,00	9,35	5,67	7,71	18,93	12,35	11,53	12,74	10,07	8,05	6,24
alk	16,68	17,45	19,90	17,20	17,38	25,61	26,22	15,38	19,39	27,07	21,51
mg	0,42	0,44	0,35	0,38	0,56	0,38	0,34	0,54	0,43	0,45	0,33
k	0,48	0,34	0,34	0,36	0,50	0,24	0,30	0,51	0,50	0,39	0,36
	235	265	266	268	269	271	272	279	282	286	315
SiO ₂	50,51	58,11	66,12	64,50	60,40	55,03	66,09	63,34	64,82	60,82	57,66
TiO ₂	1,96	0,79	0,61	1,00	0,72	1,46	0,66	0,71	0,81	0,69	1,22
Al ₂ O ₃	16,82	16,29	16,15	15,37	18,03	17,08	15,34	16,60	15,54	18,09	18,03
Fe ₂ O ₃	13,90	6,02	4,08	6,20	6,38	0,28	4,98	5,17	5,94	5,62	1,02
FeO	--	--	--	--	--	9,13	--	--	--	--	4,85
MnO	0,12	0,07	0,04	0,09	0,08	0,10	0,08	0,06	0,09	0,06	0,06
MgO	3,83	3,00	1,78	2,76	3,46	4,53	2,21	2,09	2,85	1,44	3,76
CaO	1,50	6,58	4,15	4,11	4,36	2,89	3,54	3,40	3,65	3,40	5,48
Na ₂ O	2,31	3,96	3,48	4,00	4,29	3,99	3,48	3,06	3,28	3,75	3,76
K ₂ O	7,55	3,22	2,44	1,72	2,15	3,49	3,11	4,03	2,79	4,50	3,09
P ₂ O ₅	0,30	0,29	0,26	0,36	0,13	n.d.	0,08	0,13	0,11	0,03	0,89
GV	2,01	1,36	0,61	0,33	0,79	1,90	0,56	1,58	0,67	1,44	0,89
Summe	100,81	99,69	99,72	100,44	100,79	99,88	100,13	100,17	100,55	99,84	100,41
V	515	69	66	135	128	272	82	92	114	87	123
Cr	103	79	60	48	209	161	116	12	37	36	85
Co	95	8	14	26	22	64	16	25	21	23	16
Ni	57	52	47	29	116	135	85	34	26	38	45
Cu	64	34	57	28	41	525	117	66	42	99	31
Zn	111	106	58	70	107	65	69	49	85	45	104
Ga	26	21	19	20	31	16	16	15	21	15	31
Pb	14	24	18	13	41	18	25	21	19	32	16
Hb	165	104	82	80	131	150	105	137	119	128	120
Sr	59	371	325	315	219	381	372	300	262	555	500
Y	30	21	24	33	21	4	20	17	20	19	9
Zr	171	46	214	180	183	238	221	238	235	238	415
Nb	38	14	33	11	15	38	15	14	16	16	33
Ba	30	1313	1106	627	541	529	887	146	613	942	1282
sl	144,96	183,87	268,23	236,34	195,77	162,15	261,23	243,44	241,67	233,32	176,92
al	28,45	30,38	38,61	33,19	34,44	29,66	35,73	37,60	34,14	39,14	32,60
fm	46,69	28,67	23,36	32,45	32,50	43,26	28,10	27,12	32,79	23,60	32,15
c	4,61	22,31	18,04	16,14	15,14	9,12	14,99	14,00	14,58	13,38	18,02
alk	20,25	18,65	20,00	18,23	17,92	17,96	21,18	21,28	18,49	23,89	17,23
mg	0,35	0,49	0,46	0,46	0,51	0,46	0,46	0,44	0,48	0,33	0,53
k	0,68	0,35	0,32	0,22	0,25	0,37	0,37	0,46	0,36	0,44	0,35

Biotit-Plagioklas-

	316	402	405	414	416	417	430A	503	131	148	161
S102	57,67	55,50	60,21	61,36	63,91	60,90	56,23	52,25	67,24	68,92	70,28
T102	1,33	0,48	0,82	0,74	0,36	0,61	1,13	1,24	0,47	0,64	0,15
Al203	18,76	14,56	13,59	16,11	14,72	14,24	17,61	13,72	14,17	13,49	12,06
Fe203	1,11	9,19	6,41	6,86	5,67	8,05	8,50	11,84	4,38	0,04	3,56
FeO	5,01	--	--	--	--	--	--	--	--	4,23	--
MnO	0,05	0,06	0,10	0,13	0,10	0,14	0,13	0,08	0,07	0,09	0,04
MgO	3,48	3,26	3,68	3,03	1,72	3,22	3,63	5,02	2,15	1,41	1,89
CaO	5,26	5,57	4,98	5,02	5,37	4,90	3,18	5,80	3,60	2,92	3,19
Na2O	3,31	3,21	3,29	3,92	2,75	2,86	3,49	2,31	2,71	3,05	3,68
K2O	2,98	2,91	2,07	2,02	1,82	1,71	4,45	3,69	4,09	2,28	3,93
P2O5	0,70	0,52	0,28	0,11	0,45	0,20	0,05	0,95	0,07	0,07	0,10
GV	1,10	3,83	5,66	0,71	2,26	2,96	1,69	3,18	1,21	1,28	0,68
Summe	100,76	99,09	101,09	100,01	99,13	99,79	100,09	100,08	100,16	98,42	99,56
V	120	209	154	137	121	186	123	357	44	62	37
Cr	122	115	117	81	75	72	126	136	40	4	39
Co	16	76	28	34	22	50	14	93	8	6	8
Ni	67	71	90	40	40	35	70	110	40	27	31
Cu	26	154	105	25	44	49	37	337	54	35	32
Zn	93	60	80	103	118	104	140	74	85	183	89
Ga	26	18	18	25	24	22	27	13	17	17	16
Pb	12	12	16	20	14	18	24	14	25	14	10
Rb	124	94	80	98	76	77	122	154	154	69	84
Sr	629	211	92	171	272	235	503	183	174	237	85
Y	8	31	n.d.	18	n.d.	n.d.	17	7	7	10	5
Zr	532	107	134	145	89	190	189	113	145	98	335
Nb	32	32	29	28	30	31	34	31	16	6	11
Ba	1263	378	406	176	879	329	1316	115	737	472	379
si	179,91	177,08	213,15	206,30	253,92	213,83	176,20	147,83	280,13	324,56	317,60
al	34,49	27,38	28,35	31,91	34,46	29,46	32,51	22,87	34,79	37,44	32,12
fm	31,99	37,73	36,79	32,91	27,47	38,54	37,33	46,55	27,33	27,06	24,99
o	17,58	19,04	18,89	18,28	22,06	18,43	10,67	17,58	16,07	14,73	15,44
alk	15,94	15,85	15,97	17,10	15,20	13,56	19,49	12,99	21,81	20,77	27,45
mg	0,51	0,41	0,53	0,46	0,37	0,44	0,45	0,45	0,49	0,37	0,51
k	0,37	0,37	0,29	0,25	0,30	0,28	0,46	0,51	0,50	0,33	0,41

-Bändergneise

	163	169	210	293	434	522	525	604	277	285
S102	69,00	64,82	67,58	68,38	64,66	68,39	65,17	66,87	66,08	66,20
T102	0,41	0,71	0,49	0,63	0,44	0,41	0,64	0,59	0,66	0,55
Al203	12,21	13,09	14,57	13,01	14,10	13,12	13,59	12,97	15,21	16,62
Fe203	3,97	5,77	4,51	4,69	2,32	4,25	5,07	5,74	0,09	3,33
FeO	--	--	--	--	2,62	--	5,80	--	4,02	--
MnO	0,08	0,13	0,07	0,07	0,08	0,07	0,15	0,13	0,05	0,02
MgO	2,34	3,06	1,74	3,51	1,73	2,14	3,85	3,03	2,10	1,26
CaO	3,66	4,59	4,87	2,95	2,05	2,34	3,07	2,37	4,50	4,28
Na2O	3,67	2,88	3,70	3,08	2,69	3,50	4,29	2,82	3,13	4,05
K2O	3,38	2,07	0,79	1,98	3,89	2,94	1,46	3,13	2,26	2,73
P2O5	0,11	0,26	0,14	0,20	0,14	0,22	0,25	0,25	0,26	0,20
GV	1,55	3,09	0,36	1,42	3,53	2,72	2,09	2,71	0,68	0,37
Summe	100,38	100,47	98,82	100,72	99,05	100,10	100,43	100,61	99,09	99,61
V	45	67	67	93	99	75	132	114	77	40
Cr	37	58	53	70	58	56	87	53	67	59
Co	8	16	15	22	22	11	11	23	16	9
Ni	40	93	30	79	50	49	86	50	43	38
Cu	23	239	24	134	83	64	181	144	35	35
Zn	90	64	82	52	73	141	262	90	79	57
Ga	19	11	28	12	18	19	17	17	24	24
Pb	14	14	9	18	36	77	64	35	16	17
Rb	124	61	25	110	135	83	72	121	90	90
Sr	96	116	319	99	207	92	125	132	267	283
Y	18	61	16	71	4	28	11	20	30	21
Zr	165	205	183	287	178	208	250	255	142	179
Nb	12	8	28	11	29	31	33	34	13	11
Be	443	96	809	192	658	569	298	561	569	943
si	295,21	251,66	282,27	277,16	280,71	311,51	240,52	280,28	265,27	270,78
al	30,78	29,95	35,86	31,07	36,07	35,22	29,56	32,04	35,98	40,06
fm	27,99	34,99	25,26	35,75	28,58	29,37	39,52	37,50	26,50	18,00
c	16,78	19,09	21,79	12,81	13,26	11,42	12,14	10,64	19,35	18,76
alk	24,45	15,97	17,09	20,36	22,09	24,00	18,79	19,83	18,16	23,18
mg	0,53	0,51	0,43	0,59	0,39	0,49	0,54	0,50	0,47	0,43
k	0,38	0,32	0,12	0,25	0,49	0,36	0,18	0,42	0,32	0,31

Diatexite

	288	289	291	425	428	430	431	433	273	281	287
SiO ₂	63,93	65,74	65,91	66,19	68,20	64,39	64,24	64,43	71,21	70,01	72,92
TiO ₂	0,60	0,21	0,43	0,45	0,34	0,29	0,35	0,41	0,43	0,42	0,21
Al ₂ O ₃	17,94	15,92	15,30	15,07	15,31	18,54	17,53	15,53	14,02	14,77	15,03
Fe ₂ O ₃	0,12	2,63	3,88	4,11	3,41	2,73	3,40	3,62	0,14	2,67	1,03
FeO	3,53	--	--	--	--	--	--	--	2,22	--	--
MnO	0,01	0,02	0,03	0,05	0,05	0,01	0,03	0,05	0,01	0,02	n.d.
MgO	1,40	1,89	1,49	2,28	1,73	0,95	0,70	1,54	1,39	1,27	0,56
CaO	4,34	5,40	3,62	4,30	3,73	3,79	5,24	5,74	2,67	3,31	3,50
Na ₂ O	4,94	4,24	4,03	4,82	3,40	4,82	4,49	2,90	3,17	3,07	4,83
K ₂ O	1,90	3,30	3,25	1,22	2,54	3,13	2,25	4,58	3,25	3,80	0,82
P ₂ O ₅	0,03	0,14	0,23	0,31	0,12	n.d.	0,06	0,19	0,07	0,19	0,07
GV	0,62	0,70	1,43	1,00	0,81	0,63	0,83	0,61	0,60	0,35	0,26
Summe	99,36	100,19	99,60	99,80	99,64	99,28	99,12	99,60	99,18	99,88	99,23
V	52	26	30	73	50	36	49	50	31	35	5
Cr	45	n.d.	72	44	48	21	41	19	48	6	n.d.
Co	14	7	7	18	11	8	11	12	7	9	4
Ni	39	5	58	32	35	25	39	18	34	9	17
Cu	42	21	64	19	26	17	36	18	44	20	11
Zn	51	61	76	76	76	69	68	55	52	45	27
Ga	20	18	22	20	22	26	22	24	22	22	23
Pb	15	15	26	40	49	44	32	59	21	16	10
Rb	78	91	116	58	79	75	65	202	112	119	34
Sr	466	387	274	317	273	530	376	277	285	262	407
Y	14	25	18	23	16	16	22	14	12	20	7
Zr	391	101	122	131	138	194	169	56	204	252	207
Nb	10	7	15	18	27	25	24	31	13	12	n.d.
Ba	794	1041	729	609	880	1046	948	951	969	683	760
si	242,52	250,96	274,16	259,85	294,96	256,19	253,32	246,90	350,60	324,50	375,45
al	40,11	35,81	37,50	34,86	39,02	43,47	40,73	35,07	40,68	40,35	45,60
fm	19,49	18,37	21,49	25,65	22,43	13,84	14,30	19,40	19,90	18,17	8,29
c	17,64	22,09	16,13	18,09	17,28	16,16	22,14	23,57	14,08	16,44	19,31
alk	22,76	23,73	24,87	21,40	21,26	26,53	22,82	21,97	25,34	25,04	26,80
mg	0,42	0,59	0,43	0,52	0,50	0,41	0,29	0,45	0,51	0,48	0,52
k	0,20	0,34	0,35	0,14	0,33	0,30	0,25	0,51	0,40	0,45	0,10

Aploloide und Pegmatoloide

	418	419	422	423	424	103	122	129	130	236	260
SiO ₂	70,84	70,97	70,26	70,64	68,09	67,96	74,17	77,41	78,15	74,59	72,88
TiO ₂	0,13	0,34	0,28	0,27	0,27	0,12	0,05	0,08	0,06	0,19	n.d.
Al ₂ O ₃	13,85	14,12	13,58	14,86	14,56	16,80	14,86	12,17	11,85	13,38	13,11
Fe ₂ O ₃	2,09	2,88	3,61	0,16	0,78	1,78	0,10	0,08	0,47	0,05	0,23
FeO	--	--	--	2,07	1,06	--	0,35	0,65	--	1,37	0,90
MnO	0,06	0,03	0,07	0,02	0,01	n.d.	n.d.	0,01	0,02	0,02	0,04
MgO	0,56	1,68	1,96	1,31	0,49	0,26	n.d.	n.d.	n.d.	0,38	0,69
CaO	3,71	2,53	2,70	2,84	4,21	3,70	2,95	1,46	1,72	1,21	2,61
Na ₂ O	2,76	3,62	3,16	3,78	3,73	4,27	6,45	2,92	2,01	2,16	3,46
K ₂ O	4,63	3,12	3,25	3,14	3,72	4,45	1,31	4,97	5,47	5,96	4,74
P ₂ O ₅	n.d.	0,07	0,14	0,21	0,01	0,04	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	0,06
GV	0,58	0,39	0,80	0,50	2,22	0,74	0,42	0,44	0,60	0,45	1,56
Summe	99,25	99,75	99,81	99,80	99,15	100,12	100,71	100,17	100,35	99,76	100,28
V	30	35	61	31	27	6	n.d.	6	3	14	3
Cr	52	n.d.	75	85	42	42	n.d.	3	n.d.	29	51
Co	4	12	10	6	4	2	1	n.d.	n.d.	3	2
Ni	37	n.d.	47	54	41	35	7	28	7	38	35
Cu	28	10	28	25	26	28	16	22	20	49	12
Zn	74	58	85	78	57	90	65	71	62	28	69
Ga	21	28	20	31	24	25	20	16	18	16	26
Pb	64	38	25	27	73	28	11	21	27	28	20
Rb	110	89	100	110	122	110	23	113	140	124	139
Sr	347	287	284	265	317	323	287	239	257	200	70
Y	7	9	13	12	10	30	14	n.d.	5	14	14
Zr	14	180	117	124	138	70	172	56	42	26	26
Nb	34	29	25	27	31	8	n.d.	n.d.	3	35	9
Ba	2064	498	1159	983	1273	1022	366	967	1047	1576	684
si	349,87	334,33	323,35	331,83	319,80	301,15	383,46	506,63	534,03	442,85	387,41
al	40,43	39,20	36,83	41,14	40,30	43,87	45,27	46,94	47,72	46,81	41,07
fm	12,14	22,13	26,22	17,95	10,39	7,65	1,75	3,55	2,53	10,49	10,17
c	19,63	12,77	13,31	14,29	21,19	17,57	16,34	10,24	12,59	7,70	14,86
alk	27,80	25,91	23,64	26,62	28,13	30,92	36,64	39,27	37,16	35,00	33,90
mg	0,34	0,53	0,52	0,51	0,33	0,22	0,00	0,00	0,00	0,32	0,54
k	0,52	0,36	0,40	0,35	0,40	0,41	0,12	0,53	0,64	0,47	0,47

"Syenitpegmatite"

	263	264	505	509	514	302	303	321	407	409	411
SiO ₂	71,95	72,17	70,85	71,51	73,76	60,96	58,54	65,87	62,66	69,39	64,87
TiO ₂	0,32	0,21	0,13	0,05	n.d.	0,23	0,16	0,31	0,13	0,15	0,19
Al ₂ O ₃	13,69	12,94	14,98	15,05	14,49	11,32	11,44	13,83	16,87	12,34	13,08
Fe ₂ O ₃	1,75	1,87	0,22	0,15	0,20	1,76	1,79	1,31	0,25	2,57	3,02
FeO	—	—	0,66	0,43	0,37	—	—	—	1,40	—	—
MnO	0,04	0,02	n.d.	0,02	0,03	0,07	0,11	0,05	0,03	0,09	0,13
HgO	0,40	0,45	0,40	0,20	n.d.	7,65	8,22	3,80	0,08	1,21	0,91
CaO	2,66	3,09	2,92	2,06	2,16	11,66	13,44	4,48	3,11	6,78	8,89
Na ₂ O	2,89	3,04	3,25	2,80	2,18	2,00	2,52	2,52	1,94	2,54	1,58
K ₂ O	4,43	4,41	4,83	7,31	6,47	4,30	3,82	6,60	9,47	4,27	7,14
P ₂ O ₅	0,25	0,13	0,12	0,07	0,02	0,10	0,04	0,05	0,88	0,24	0,16
GV	1,55	1,09	1,61	0,58	0,36	0,85	0,53	0,80	3,33	0,38	0,58
Summe	99,93	99,42	99,97	100,23	100,04	100,90	100,61	99,62	100,15	99,94	100,55
V	11	29	8	5	5	27	29	32	15	9	24
Cr	43	14	75	33	n.d.	52	23	16	65	79	11
Co	2	6	1	1	1	5	5	8	3	4	3
Bi	24	22	51	32	18	41	25	23	40	52	13
Cu	22	41	11	11	11	42	13	21	31	29	32
Zn	53	24	67	50	40	84	113	40	28	80	60
Ga	24	18	29	22	23	20	19	21	19	25	14
Pb	18	15	81	62	43	27	33	72	64	63	30
Rb	135	128	167	222	178	125	113	194	240	112	146
Sr	244	229	270	183	70	140	177	106	302	235	444
Y	12	n.d.	12	10	13	5	9	8	6	21	12
Zr	25	96	38	46	16	n.d.	n.d.	107	n.d.	2	n.d.
Nb	35	31	37	37	38	35	26	33	35	29	31
Ba	1552	1418	1653	1042	887	1415	1096	783	2039	1130	2914
ei	389,10	384,11	364,34	372,36	419,60	166,42	147,41	250,51	277,49	294,83	239,75
al	43,63	40,58	45,40	46,18	48,58	18,21	16,98	30,99	44,03	30,90	28,49
fm	10,53	11,14	6,47	3,91	2,76	34,91	34,48	25,45	6,14	16,20	13,82
c	15,41	17,62	16,09	11,49	13,17	34,10	36,26	18,25	14,76	30,86	35,20
alk	30,43	30,60	32,04	38,41	35,50	12,78	12,29	25,30	35,08	22,03	22,49
mg	0,31	0,32	0,47	0,40	0,00	0,89	0,89	0,85	0,09	0,47	0,36
k	0,50	0,49	0,49	0,63	0,66	0,59	0,50	0,63	0,76	0,53	0,75

Quarzitgneise

	412	413A	154	237	238	240	241	243	244	246	247
SiO ₂	64,61	67,19	66,40	76,19	72,70	75,61	82,73	79,01	77,90	79,69	75,58
TiO ₂	0,26	0,12	0,23	0,20	0,37	0,31	0,15	0,33	0,27	0,18	0,05
Al ₂ O ₃	13,17	14,80	14,09	12,46	12,24	11,96	8,59	8,75	10,61	10,35	13,45
Fe ₂ O ₃	2,51	0,23	3,04	1,28	0,18	2,76	0,05	0,63	1,98	1,66	0,86
FeO	—	1,71	—	—	3,15	—	1,16	2,21	—	—	—
MnO	0,05	0,07	0,04	n.d.	0,07	0,05	0,04	0,08	0,03	0,03	0,01
HgO	2,37	0,79	1,98	0,56	1,55	1,35	0,72	1,37	1,15	0,77	0,44
CaO	7,01	5,21	7,20	2,94	1,84	1,34	0,91	1,28	1,32	1,15	1,14
Na ₂ O	2,39	2,05	4,44	4,17	2,21	2,89	2,26	2,41	2,91	2,91	4,19
K ₂ O	5,55	7,36	1,92	1,26	4,04	2,84	2,91	2,41	2,87	2,89	4,19
P ₂ O ₅	0,29	0,02	0,15	0,02	n.d.	n.d.	0,06	0,04	0,07	0,04	0,05
GV	0,85	0,35	0,34	0,56	0,96	0,56	0,33	0,71	0,83	0,39	0,29
Summe	99,59	99,90	99,83	99,64	99,31	99,67	99,91	99,23	99,94	100,06	100,24
V	24	24	17	10	49	49	15	44	30	22	6
Cr	73	32	n.d.	26	55	93	8	36	61	44	22
Co	4	4	9	3	12	8	4	11	5	4	2
Bi	51	21	14	25	31	58	12	20	41	32	22
Cu	37	15	27	25	37	23	14	29	20	22	15
Zn	76	38	68	56	57	47	42	51	47	45	28
Ga	19	22	12	22	21	22	19	19	21	22	23
Pb	33	47	10	27	18	30	18	25	22	18	26
Rb	130	197	64	76	54	60	62	55	58	60	74
Br	335	320	180	130	72	87	69	58	58	69	110
Y	15	17	39	1	5	2	3	4	3	2	4
Zr	n.d.	n.d.	96	172	172	153	177	272	186	138	109
Nb	31	36	n.d.	31	36	36	31	27	32	31	28
Ba	1616	2161	n.d.	931	883	1138	669	543	1046	1045	1159
ei	240,15	282,01	247,59	444,60	381,77	438,87	678,18	532,65	501,04	552,71	439,59
al	30,01	36,61	30,92	42,05	31,88	40,91	41,50	34,76	40,41	42,30	46,10
fm	20,31	11,92	19,66	10,49	26,99	23,98	17,34	29,08	20,77	16,80	7,63
c	21,72	23,43	28,76	18,38	10,35	8,33	7,99	9,25	9,10	8,55	7,10
alk	21,77	28,04	20,62	28,28	24,78	26,78	33,18	26,11	29,92	32,35	39,17
mg	0,65	0,41	0,56	0,46	0,45	0,49	0,51	0,46	0,53	0,47	0,50
k	0,60	0,70	0,22	0,17	0,55	0,39	0,46	0,40	0,39	0,40	0,40

Granofels, Granulite, Leptinite

	248	249	420	202	203	204	205	207	213	216	222
SiO ₂	80,48	72,50	75,18	70,77	69,64	70,01	71,41	72,42	71,76	71,47	69,62
TiO ₂	0,22	0,48	0,22	0,14	0,21	0,17	0,18	0,22	0,31	0,21	0,41
Al ₂ O ₃	9,31	12,41	12,76	15,79	16,41	16,55	14,69	15,73	15,37	15,72	15,41
Fe ₂ O ₃	0,11	4,10	2,36	0,11	1,41	1,37	0,29	0,80	1,28	0,15	0,35
FeO	1,62	--	--	1,13	--	--	0,96	--	--	0,90	1,91
MnO	0,05	0,10	0,03	n.d.	n.d.	n.d.	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	0,03
MgO	0,93	1,78	0,73	0,55	0,46	0,49	n.d.	0,41	0,73	0,53	1,01
CaO	1,16	1,46	2,67	2,06	3,08	1,74	2,95	1,67	2,51	3,10	2,13
Na ₂ O	2,49	3,39	1,38	6,60	5,26	4,65	5,30	5,16	5,52	4,55	3,60
K ₂ O	2,86	2,74	3,31	2,68	2,95	4,49	3,24	3,68	2,13	2,76	4,71
P ₂ O ₅	0,04	0,06	n.d.	0,06	0,07	0,05	n.d.	0,05	0,03	0,01	n.d.
GV	0,55	0,75	0,51	0,38	0,42	0,32	0,25	0,23	0,30	0,40	0,52
Summe	99,82	99,77	99,15	100,27	99,91	100,04	99,31	100,37	99,94	99,90	99,70
V	23	68	34	13	10	17	9	4	9	5	37
Cr	37	68	31	9	11	30	3	11	41	64	59
Co	5	14	7	4	4	2	1	2	1	4	4
Ni	25	37	31	19	6	25	n.d.	7	26	31	42
Cu	21	26	24	14	10	10	17	16	11	15	29
Zn	45	51	68	37	32	37	30	32	50	44	62
Ga	21	24	23	24	25	27	23	21	30	26	25
Pb	21	15	69	15	12	21	16	18	17	12	13
Rb	59	51	112	37	45	72	65	70	65	60	75
Sr	68	63	252	525	499	517	673	526	539	639	281
Y	1	20	14	21	11	7	9	7	11	13	14
Zr	144	280	149	236	203	94	80	121	225	122	81
Nb	35	34	29	n.d.	n.d.	26	28	27	33	27	27
Ba	999	148	996	1312	385	2097	2516	2160	1581	2597	1792
si	581,78	367,38	449,68	329,66	320,96	334,27	355,68	369,09	349,92	350,14	327,64
al	39,66	37,06	44,98	43,34	44,57	46,57	43,12	47,24	44,17	45,38	42,74
fm	20,72	29,51	17,28	8,61	8,05	8,41	5,25	6,18	10,00	8,11	15,96
c	8,98	7,93	17,11	10,28	15,21	8,90	15,74	9,12	13,11	16,27	10,74
alk	30,64	25,51	20,63	37,77	32,17	36,12	35,88	37,46	32,72	30,23	30,56
mg	0,48	0,46	0,38	0,44	0,39	0,41	0,00	0,50	0,53	0,48	0,44
k	0,43	0,35	0,61	0,21	0,27	0,38	0,29	0,32	0,20	0,29	0,46

	225	228	233	234	120	124	149	AU91	AU92
SiO ₂	72,96	71,08	69,74	71,97	74,82	72,17	73,16	74,17	75,17
TiO ₂	0,17	0,32	0,20	0,18	0,11	0,06	0,19	0,24	0,03
Al ₂ O ₃	14,74	15,58	17,17	16,18	13,63	13,84	13,46	11,81	11,99
Fe ₂ O ₃	0,78	1,53	1,21	0,61	0,79	0,63	0,02	2,04	1,68
FeO	--	--	--	--	--	--	1,16	--	--
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,06	n.d.	0,07	0,06
MgO	0,09	0,93	0,51	0,28	n.d.	n.d.	0,07	0,42	0,04
CaO	1,67	3,47	2,30	1,42	1,70	4,21	3,32	1,31	0,43
Na ₂ O	2,65	4,86	5,29	5,43	2,97	4,12	4,51	3,98	3,63
K ₂ O	6,41	1,64	3,20	4,05	5,48	3,73	2,80	4,78	5,97
P ₂ O ₅	n.d.	0,04	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	0,06	0,10	0,07
GV	0,40	0,28	0,33	0,31	0,53	0,57	0,60	0,12	0,49
Summe	99,85	99,73	99,95	100,43	100,05	99,39	99,35	99,04	99,56
V	13	16	10	7	11	n.d.	6	53	47
Cr	39	46	37	70	n.d.	20	n.d.	21	19
Co	n.d.	3	2	n.d.	1	n.d.	6	5	4
Ni	24	31	26	49	27	44	n.d.	12	7
Cu	23	19	19	32	22	19	8	21	29
Zn	38	51	43	69	125	59	62	92	92
Ga	22	25	26	21	19	21	18	25	24
Pb	33	10	30	36	28	24	10	71	93
Rb	122	58	49	66	131	119	57	191	305
Sr	361	361	638	453	295	179	349	37	44
Y	3	19	5	5	7	8	11	47	33
Zr	n.d.	217	175	23	58	116	140	117	37
Nb	35	26	32	42	2	37	n.d.	--	--
Ba	3276	1494	2284	2742	1166	468	207	904	1954
si	408,65	335,38	325,55	363,06	444,54	368,92	390,78	424,09	463,24
al	48,65	43,32	47,23	48,20	47,72	41,69	42,37	39,79	43,54
fm	4,04	11,97	7,80	4,43	3,58	2,68	5,74	12,70	8,47
c	10,02	17,54	11,50	7,69	10,82	23,06	19,00	8,02	2,84
alk	37,29	27,17	33,47	39,67	37,87	32,58	32,89	39,49	45,15
mg	0,19	0,55	0,45	0,48	0,00	0,00	0,10	0,28	0,04
k	0,61	0,18	0,28	0,33	0,55	0,37	0,29	0,44	0,52

Erlane

	100	103A	105	107	108	110	142	143	145	146	147
S102	59,07	58,96	58,39	52,11	53,30	56,64	56,96	64,37	59,02	52,25	54,22
T102	0,05	0,19	0,08	0,42	0,26	0,15	0,44	0,30	0,33	0,61	0,31
Al203	9,96	11,07	13,18	9,93	10,96	11,71	12,61	12,59	11,64	12,55	12,74
Fe203	2,13	4,11	5,85	9,94	6,35	7,46	8,98	3,18	5,81	8,23	2,92
MnO	0,16	0,11	0,08	0,32	0,27	0,07	0,07	0,05	0,14	0,24	0,10
HgO	8,85	6,75	4,13	7,64	7,71	5,67	3,38	2,28	4,05	6,35	7,36
CaO	16,20	11,99	9,66	14,53	15,37	8,93	12,93	11,20	9,31	15,36	15,96
Mn2O	1,72	2,32	4,07	1,50	3,02	3,21	2,06	2,03	2,56	3,12	2,93
K2O	1,40	2,06	2,47	2,30	2,28	4,84	0,49	2,13	0,64	0,37	1,19
P205	0,07	0,15	0,11	0,14	0,06	0,15	0,16	0,08	0,11	0,11	0,08
CO2	0,75	n.d.	0,88	0,17	1,22	0,17	1,05	1,05	0,84	0,17	0,88
GV(-CO2)	0,15	2,13	0,56	1,69	0,23	1,45	0,19	0,20	4,84	1,09	1,76
Summe	100,51	100,64	99,59	100,69	100,99	100,45	99,32	99,54	99,29	100,45	100,45
V	12	28	48	69	21	67	56	33	55	79	23
Cr	n.d.	22	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	56	34	50	54	26
Co	n.d.	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	36	8	17	17	5
Ni	18	45	198	119	261	98	33	64	55	31	31
Cu	14	27	242	141	370	101	500	19	108	66	17
Zn	368	235	>500	>500	>500	>500	32	68	75	111	110
Ga	18	17	41	23	40	24	2	20	13	15	16
Rb	9	19	>200	>200	>200	>200	27	10	10	8	9
Rb	44	86	89	84	99	142	18	91	31	10	46
Sr	134	195	477	263	488	216	202	176	101	149	145
Y	15	26	15	90	50	22	23	17	30	27	40
Zr	n.d.	35	n.d.	n.d.	n.d.	1	60	106	60	13	11
Nb	9	10	13	17	15	19	17	13	7	13	7
Ba	816	812	625	448	942	536	68	761	230	425	769
al	145,08	160,70	170,41	119,85	121,73	153,95	160,68	225,23	195,13	121,58	130,78
al	14,42	17,78	22,67	13,46	14,70	18,76	20,96	25,96	22,68	17,21	18,11
fm	36,67	36,11	31,01	44,02	37,68	38,39	33,44	20,41	34,80	36,91	31,96
c	42,63	35,01	30,21	35,81	37,61	26,01	39,08	41,99	32,98	38,29	41,25
alk	6,29	11,10	16,11	6,72	10,01	16,85	6,52	11,64	9,55	7,59	8,68
mg	0,88	0,76	0,58	0,60	0,70	0,60	0,42	0,58	0,57	0,60	0,83
k	0,35	0,45	0,29	0,50	0,33	0,50	0,14	0,41	0,14	0,07	0,21

	150	151	155	166	218	221	251	252	290	300	304
S102	59,74	52,91	59,78	48,32	53,00	60,23	53,39	52,84	58,09	50,77	56,67
T102	0,33	0,55	0,16	0,32	0,41	0,11	0,07	0,15	0,15	0,15	0,14
Al203	14,48	13,69	12,69	7,77	11,56	10,65	11,29	7,91	13,99	7,29	11,80
Fe203	3,33	7,63	1,60	5,16	6,08	2,84	n.d.	4,06	9,66	4,13	5,43
MnO	0,24	0,20	0,04	0,25	0,25	0,22	0,07	0,07	0,12	0,18	0,21
HgO	2,28	2,70	5,70	12,62	9,79	8,90	9,96	12,49	1,93	14,12	7,03
CaO	13,97	15,00	11,50	23,59	15,17	13,28	16,40	19,33	10,28	19,21	15,76
Mn2O	2,70	2,46	3,25	0,37	1,32	2,46	2,97	1,07	2,06	0,77	1,95
K2O	0,44	1,50	2,39	0,76	1,74	1,30	1,77	0,86	1,23	0,23	0,68
P205	0,01	0,17	0,06	0,25	0,17	0,04	0,01	0,26	0,38	0,28	n.d.
CO2	0,69	1,90	1,45	1,50	0,26	0,39	4,32	0,48	0,17	1,61	0,65
GV(-CO2)	0,84	1,71	1,50	0,42	0,47	0,50	0,93	0,86	0,93	1,04	0,28
Summe	99,05	100,42	100,12	101,33	100,22	100,92	101,14	100,58	98,99	99,78	100,60
V	19	37	15	24	91	49	3	49	85	41	82
Cr	2	42	n.d.	45	30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	29	n.d.
Co	3	13	4	7	31	14	3	13	1	4	7
Ni	19	47	13	41	12	8	n.d.	2	207	30	6
Cu	20	91	14	27	32	11	10	16	>500	17	12
Zn	141	59	88	144	74	68	55	102	>500	310	370
Ga	21	14	19	13	17	16	19	16	21	23	21
Pb	9	13	12	8	18	10	12	24	>200	134	33
Rb	31	69	79	51	78	64	48	21	38	6	53
Sr	258	194	164	83	160	120	104	60	458	87	151
Y	35	25	31	3	15	8	n.d.	8	43	4	6
Zr	25	7	30	n.d.	39	83	16	25	2	80	67
Nb	4	14	6	13	32	24	32	30	17	22	28
Ba	1059	910	862	683	646	589	1087	655	533	430	389
al	183,78	141,41	174,75	90,15	118,21	153,23	123,67	107,87	179,91	101,38	138,54
al	26,25	21,56	21,86	8,54	15,20	15,97	15,42	9,52	25,53	8,58	17,00
fm	18,79	25,55	28,45	42,73	43,23	39,66	34,55	44,97	31,74	48,54	36,04
c	46,05	42,95	36,02	47,15	36,24	36,20	40,73	42,28	34,11	41,10	41,28
alk	8,92	8,93	13,67	1,57	5,33	8,18	9,29	3,24	8,61	1,78	5,68
mg	0,56	0,41	0,87	0,82	0,75	0,85	1,00	0,86	0,28	0,87	0,71
k	0,10	0,29	0,33	0,57	0,46	0,26	0,28	0,35	0,28	0,16	0,19

	306	313	403	502	504	512	515	517	519	520	113
SiO ₂	63,98	57,81	53,76	58,13	50,81	54,15	50,52	52,60	51,37	62,48	11,50
TiO ₂	0,20	0,66	0,18	0,34	0,36	0,17	0,13	0,33	0,12	0,02	0,20
Al ₂ O ₃	12,69	12,73	7,83	11,08	12,72	10,41	8,68	12,42	9,99	12,49	3,63
Fe ₂ O ₃	0,52	5,16	4,67	5,51	8,02	3,52	4,20	3,78	3,33	0,36	2,18
MnO	0,08	0,11	0,25	0,11	0,40	0,16	0,19	0,11	0,14	0,12	0,22
HgO	5,08	6,20	9,63	7,09	6,30	8,62	11,75	8,90	9,68	4,95	1,12
CaO	9,95	10,45	18,59	10,00	14,66	16,36	18,25	14,24	16,26	11,44	48,57
Na ₂ O	2,55	2,41	0,95	2,23	2,64	2,13	1,67	2,43	3,92	3,27	n.d.
K ₂ O	3,99	4,44	1,80	3,18	1,02	2,44	1,48	2,45	2,21	1,48	0,73
P ₂ O ₅	0,03	0,16	0,13	0,18	0,16	0,05	0,04	0,11	0,09	n.d.	n.d.
CO ₂	n.d.	n.d.	0,70	1,15	3,00	1,59	2,07	1,83	1,85	0,49	32,98
GV(-CO ₂)	0,52	0,81	2,23	0,81	0,70	1,36	1,48	1,32	0,69	2,06	0,14
Summe	99,59	100,94	100,72	100,81	100,79	100,96	100,46	100,52	99,13	99,16	101,27
V	11	66	64	74	59	47	46	55	36	12	1
Cr	51	57	23	27	28	n.d.	n.d.	42	n.d.	6	n.d.
Co	4	17	13	12	8	6	8	7	9	2	2
Ni	30	44	14	19	24	15	7	45	n.d.	18	24
Cu	24	50	25	22	18	17	13	15	19	6	14
Zn	84	78	99	163	217	157	203	180	116	189	109
Ga	23	17	17	20	18	16	17	18	14	27	15
Pb	39	29	66	10	14	14	7	16	9	18	7
Rb	116	125	40	124	76	81	56	83	68	54	6
Sr	126	126	80	134	194	125	33	147	120	92	332
Y	16	13	7	10	9	11	15	39	33	14	n.d.
Zr	18	92	n.d.	29	n.d.	n.d.	19	46	n.d.	61	n.d.
Nb	37	29	27	27	22	26	20	25	25	24	18
Ba	1158	698	910	835	1114	862	644	812	837	873	942
sl	205,15	155,89	120,27	154,76	120,47	126,17	105,10	123,21	112,74	198,46	19,78
al	23,98	20,23	10,33	17,38	17,77	14,29	10,64	17,14	12,92	23,38	3,68
fm	25,75	35,64	40,48	42,60	37,38	36,43	43,35	37,94	37,42	24,62	6,01
c	34,18	30,19	44,36	28,52	37,24	40,84	40,68	35,75	36,23	38,93	89,51
alk	16,09	13,94	4,63	11,50	7,1	8,44	5,33	9,17	11,43	13,07	0,80
mg	0,94	0,70	0,79	0,74	0,60	0,82	0,84	0,82	0,85	0,95	0,48
k	0,51	0,55	0,56	0,50	0,20	0,43	0,37	0,40	0,27	0,23	1,00

-katmarmore

	116	117	132	133	134	135	136	137	138	144	159
SiO ₂	11,62	18,83	28,85	21,75	27,32	40,42	14,59	44,97	37,51	40,14	27,81
TiO ₂	0,24	0,25	0,24	0,27	0,25	0,27	0,23	0,31	0,18	0,30	0,24
Al ₂ O ₃	3,70	4,94	6,40	5,67	6,79	9,36	3,95	8,75	8,78	6,61	6,72
Fe ₂ O ₃	2,30	2,48	2,09	2,44	2,92	2,74	2,18	2,91	1,84	2,58	2,20
MnO	0,20	0,17	0,12	0,14	0,10	0,05	0,20	0,05	0,05	0,08	0,12
MgO	1,20	1,53	1,88	2,09	1,92	2,65	1,34	2,33	1,44	1,68	1,92
CaO	47,03	44,28	37,60	40,83	36,33	29,73	46,15	31,33	32,97	35,63	39,07
Na ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,61	0,69	n.d.	0,84	n.d.	n.d.
K ₂ O	1,35	1,17	1,75	1,77	2,02	1,90	1,32	1,77	1,83	0,58	1,02
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,13	n.d.	0,09	0,03	n.d.	n.d.
CO ₂	32,84	26,72	19,05	25,04	19,40	9,62	31,04	7,19	12,98	12,23	20,72
GV(-CO ₂)	0,38	0,75	2,20	0,93	3,39	1,82	0,52	0,12	0,26	0,78	0,61
Summe	100,86	101,12	100,18	100,93	100,44	99,30	101,52	100,52	98,71	100,61	101,23
V	n.d.	n.d.	n.d.	1	4	8	n.d.	9	n.d.	5	1
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Co	3	4	4	5	7	6	3	5	3	5	3
Ni	17	16	2	11	15	n.d.	n.d.	5	n.d.	n.d.	7
Cu	19	12	19	18	14	12	8	16	16	15	14
Zn	13	14	21	11	24	19	10	34	14	25	35
Ga	11	13	16	11	13	14	12	15	14	11	11
Pb	8	6	11	9	8	8	7	8	9	5	8
Rb	17	18	45	36	48	52	16	50	49	13	39
Sr	812	488	730	847	648	531	914	507	599	388	755
Y	n.d.	n.d.	4	n.d.	2	8	n.d.	9	n.d.	n.d.	3
Zr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	19	17	16	16	17	11	18	15	13	12	16
Ba	1273	981	1418	1294	1186	977	1377	1285	1350	1146	1450
sl	20,34	33,99	58,10	40,82	55,35	89,37	25,86	97,28	81,45	85,49	53,89
al	3,82	5,26	7,59	6,27	8,11	12,20	4,13	11,15	11,23	8,30	7,67
fm	6,46	7,75	9,01	9,51	10,42	13,39	6,75	12,34	7,76	9,61	8,95
c	88,22	85,65	81,15	82,10	78,86	70,43	87,63	72,62	76,70	81,30	81,12
alk	1,51	1,35	2,24	2,12	2,61	3,99	1,49	3,89	4,30	0,79	2,25
mg	0,48	0,53	0,63	0,61	0,56	0,65	0,52	0,61	0,60	0,55	0,62
k	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,67	1,00	0,63	0,59	1,00	1,00

Mg-reiche

	160	162	239	245	310	314	408	410	413	106	126
SiO ₂	24,73	35,68	44,85	45,60	21,34	42,93	17,66	37,59	44,35	35,12	40,15
TiO ₂	0,25	0,20	0,16	0,37	0,24	0,05	0,25	0,27	0,24	0,12	0,20
Al ₂ O ₃	5,56	8,05	8,84	10,41	5,67	10,74	4,16	7,81	10,77	7,96	5,59
Fe ₂ O ₃	2,08	1,77	1,57	3,24	1,99	3,07	2,04	2,57	4,56	17,57	3,45
MnO	0,13	0,07	0,08	0,06	0,16	0,08	0,19	0,09	0,09	0,12	0,13
HgO	1,74	1,54	1,23	2,14	1,90	2,13	1,42	1,90	1,42	13,30	12,88
CaO	41,75	34,61	27,78	31,07	40,60	26,84	46,55	36,56	32,55	17,97	26,84
Na ₂ O	n.d.	n.d.	0,39	n.d.	n.d.	0,75	n.d.	n.d.	n.d.	0,74	0,27
K ₂ O	1,56	1,34	1,92	0,41	1,40	1,23	0,75	0,54	0,23	0,57	0,41
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	0,12	n.d.	n.d.	n.d.	0,21	0,16
CO ₂	22,84	15,49	13,66	6,35	27,01	10,15	27,02	12,66	5,73	7,95	9,79
GV(-CO ₂)	0,65	0,67	0,53	0,61	0,38	0,46	0,43	0,50	0,39	0,33	1,49
Summe	101,29	99,42	101,02	100,26	100,69	98,55	100,47	100,49	100,33	101,96	101,36
V	n.d.	n.d.	3	26	n.d.	15	n.d.	11	18	320	18
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	62	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	14
Co	3	2	2	10	5	4	6	8	7	n.d.	4
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	2	n.d.	51	n.d.	n.d.	2	86	20
Cu	12	11	10	12	12	31	12	10	18	236	14
Zn	17	21	30	70	6	75	14	32	97	>500	156
Ga	9	10	14	15	10	22	7	13	18	19	18
Pb	6	8	12	4	4	9	3	4	5	>200	7
Rb	31	60	86	14	22	18	9	7	5	17	21
Sr	740	673	315	337	764	503	696	370	316	134	106
Y	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8	14
Zr	n.d.	n.d.	n.d.	36	n.d.	7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	16	14	32	32	28	35	28	26	25	23	12
Ba	1224	1376	1410	1229	1399	1503	1219	1215	1029	n.d.	703
si	46,42	76,95	75,05	100,52	40,88	101,85	31,19	76,78	94,38	60,37	73,70
al	6,15	10,23	13,14	13,52	6,40	15,02	4,33	9,40	13,51	8,06	6,05
fm	8,01	7,95	7,77	12,52	8,55	13,17	6,73	9,89	11,97	56,98	40,21
c	83,97	79,97	75,05	73,38	83,33	68,22	88,09	80,01	74,21	33,10	52,79
alk	1,87	1,84	4,04	0,58	1,71	3,59	0,84	0,70	0,31	1,86	0,96
mg	0,61	0,62	0,59	0,56	0,63	0,57	0,56	0,58	0,38	0,60	0,88
k	1,00	1,00	0,76	1,00	1,00	0,52	1,00	1,00	1,00	0,34	0,50

Silikatmarmore (Ophicalcite)

Skarnoide
Kalksilikatfelse

	164	167	261	262	296	510	513	516	102	109	112
SiO ₂	36,55	17,14	45,62	28,38	16,35	6,22	21,14	12,76	65,25	60,44	59,37
TiO ₂	0,10	0,23	0,05	0,11	0,21	0,11	0,27	0,16	0,20	0,15	0,14
Al ₂ O ₃	6,38	3,57	10,47	2,47	3,61	2,56	5,80	2,90	12,22	12,80	11,60
Fe ₂ O ₃	1,18	2,53	3,44	1,99	2,83	10,06	4,31	2,07	1,31	5,60	2,45
MnO	0,08	0,21	0,14	0,09	0,51	0,17	0,15	0,20	0,06	0,12	0,15
HgO	14,14	15,04	10,43	13,46	15,27	14,25	15,17	14,81	1,81	0,78	1,39
CaO	24,96	36,11	13,98	31,12	34,94	32,22	28,76	38,33	10,39	17,07	20,19
Na ₂ O	0,94	n.d.	1,30	n.d.	n.d.	n.d.	0,53	n.d.	2,34	1,48	2,05
K ₂ O	2,41	0,59	1,98	0,22	1,42	0,65	2,65	0,47	3,73	0,36	0,37
P ₂ O ₅	0,24	0,03	0,22	0,09	0,16	0,04	0,23	n.d.	0,14	0,06	0,01
CO ₂	11,90	23,31	9,45	20,31	23,40	33,55	18,72	27,37	1,10	1,15	3,06
GV(-CO ₂)	1,98	1,42	3,50	3,04	0,77	0,15	2,59	0,75	1,21	0,30	0,08
Summe	100,86	100,18	100,58	101,28	99,47	99,98	100,32	99,82	99,76	100,31	100,85
V	3	9	17	4	11	106	42	6	16	40	17
Cr	n.d.	n.d.	19	n.d.	n.d.	14	n.d.	n.d.	11	n.d.	n.d.
Co	1	4	5	3	11	89	6	1	2	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	11	12	6	n.d.	88	30	6	29	71	18
Cu	10	21	10	34	16	500	49	31	15	36	21
Zn	137	53	111	63	9	26	241	211	182	>500	>500
Ga	12	9	25	9	12	2	14	9	17	25	19
Pb	9	5	7	5	5	32	11	8	29	157	21
Rb	100	9	62	8	31	11	87	6	187	23	21
Sr	121	106	134	100	71	90	104	124	182	213	172
Y	9	n.d.	n.d.	n.d.	5	n.d.	n.d.	n.d.	29	31	52
Zr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8	n.d.	48
Nb	12	12	33	27	15	30	31	30	16	7	6
Ba	751	919	980	1224	908	163	816	1058	801	505	747
si	66,48	26,10	108,81	50,16	24,85	9,51	33,87	19,08	244,24	183,29	170,93
al	6,84	3,20	14,72	2,57	3,23	2,31	5,48	2,56	26,96	22,87	19,68
fm	40,07	37,31	43,54	38,24	38,49	44,27	41,63	35,59	13,98	16,61	11,64
c	48,64	58,92	35,73	58,94	56,90	52,79	49,37	61,41	41,67	55,46	62,28
alk	4,45	0,57	6,02	0,25	1,38	0,63	3,53	0,45	17,40	5,05	6,40
mg	0,96	0,92	0,85	0,93	0,90	0,73	0,87	0,93	0,72	0,21	0,51
k	0,63	1,00	0,50	1,00	1,00	1,00	0,77	1,00	0,51	0,14	0,11

Graphitfuhrende Kalksiiiikatfelse

	305	311	312	506	507	257	259	500	502A	511	518
S102	59,89	61,64	56,11	67,48	60,52	54,18	50,77	46,54	40,86	45,88	44,54
T102	0,13	0,38	0,20	0,17	0,19	0,57	0,75	0,70	0,75	0,62	0,55
Al203	10,24	12,29	11,50	14,26	11,92	11,79	11,88	10,04	11,37	11,44	11,78
Fe203	0,92	2,82	1,93	0,26	0,09	5,86	8,41	11,65	9,74	6,30	7,23
MnO	0,06	0,05	0,11	0,01	0,08	0,26	0,41	0,20	0,09	0,09	0,08
MgO	7,20	1,28	3,12	0,41	0,71	9,40	6,03	8,43	7,77	11,33	11,60
CaO	11,77	14,10	21,35	10,07	22,70	12,88	13,37	8,53	5,51	12,25	14,25
Na2O	1,70	2,42	1,17	2,80	0,60	2,10	2,02	2,14	2,25	2,16	1,33
K2O	3,31	2,17	0,77	3,19	0,30	1,65	1,17	2,50	3,27	2,75	2,53
P205	0,08	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	0,18	0,29	0,25	0,32	0,35	0,29
CO2	5,12	1,67	3,22	1,13	3,75	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,18	n.d.
GV(-CO2)	0,11	0,72	1,34	0,33	0,53	2,29	5,81	9,74	19,12	5,99	6,00
Summe	100,53	99,59	100,82	100,11	101,59	101,16	100,91	100,72	101,05	99,34	100,17
V	15	41	22	5	5	131	195	343	444	73	123
Cr	24	15	5	n.d.	35	231	191	157	87	155	114
Co	4	8	4	3	3	19	39	138	130	4	13
Ni	22	19	13	6	38	21	124	93	48	121	129
Cu	26	52	11	21	21	66	95	128	105	86	411
Zn	87	81	144	45	62	313	91	90	118	230	197
Ga	18	16	21	20	17	38	18	12	19	16	10
Pb	32	18	40	14	26	200	20	12	31	23	11
Rb	110	70	23	122	3	54	31	116	124	104	109
Sr	156	288	241	366	338	79	115	70	119	60	112
Y	12	8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	14	17	24	19	22
Zr	29	147	47	41	20	7	55	70	154	n.d.	28
Nb	28	27	25	31	22	33	31	30	38	38	33
Ba	1280	1166	977	1554	1066	300	472	159	n.d.	1271	742
si	176,78	204,43	149,73	272,57	180,62	127,55	127,90	115,70	113,95	101,02	92,96
al	17,81	24,02	18,08	33,94	20,96	16,36	17,67	14,71	18,69	14,84	14,49
fm	33,87	13,51	16,53	3,29	3,56	43,88	39,46	52,45	52,95	47,79	47,58
c	37,22	50,40	61,04	43,58	72,59	32,49	36,09	22,72	16,46	28,90	31,87
alk	11,10	12,37	4,34	19,18	2,09	7,27	6,81	9,12	11,90	8,47	6,06
mg	0,94	0,47	0,75	0,75	0,89	0,75	0,57	0,58	0,61	0,78	0,76
k	0,56	0,37	0,30	0,43	0,20	0,34	0,28	0,43	0,49	0,46	0,56

"Metatuffite"

	521	524	527	307	308	318	319	404
S102	49,69	53,34	53,50	50,65	51,53	44,50	52,93	52,56
T102	0,62	0,79	0,53	2,99	0,92	0,99	0,90	2,55
Al203	12,68	10,68	12,78	13,20	13,16	11,95	20,50	13,38
Fe203	9,12	7,54	5,57	13,18	9,97	9,40	6,26	7,77
MnO	0,41	0,26	0,24	0,06	0,16	0,08	0,13	0,23
MgO	5,39	9,89	8,49	4,60	8,24	3,96	4,77	5,60
CaO	12,44	11,06	12,24	8,17	7,83	11,79	6,33	11,19
Na2O	1,90	1,82	2,87	1,58	2,60	1,74	4,81	2,59
K2O	1,79	3,00	1,78	3,42	3,45	3,37	3,25	2,48
P205	0,27	0,26	0,15	0,70	0,22	0,32	0,05	0,77
CO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,22
GV(-CO2)	6,57	2,52	2,50	1,53	1,97	11,76	0,85	1,29
Summe	100,88	101,16	100,65	100,08	100,05	99,86	100,78	100,63
V	247	153	79	537	267	146	120	200
Cr	151	50	74	103	127	208	182	56
Co	34	11	6	79	66	29	22	21
Ni	103	58	60	131	69	144	111	54
Cu	77	103	44	153	63	173	28	70
Zn	146	237	262	79	88	98	72	104
Ga	19	16	22	18	20	19	21	25
Pb	26	32	34	12	10	18	16	86
Rb	88	127	98	79	83	125	136	78
Sr	98	74	149	105	119	236	134	141
Y	17	28	18	28	5	32	1	77
Zr	66	21	68	112	92	16	76	95
Nb	27	35	34	22	31	34	26	30
Ba	337	696	803	131	301	699	568	556
si	127,32	125,63	128,57	132,96	126,36	121,74	141,06	137,05
al	19,15	14,82	18,10	22,31	19,02	19,26	32,19	20,56
fm	39,06	48,60	40,97	42,24	48,84	35,68	31,79	37,51
c	34,15	27,91	31,52	23,58	20,57	34,56	18,07	31,26
alk	7,64	8,66	9,41	11,86	11,58	10,49	17,95	10,67
mg	0,53	0,71	0,74	0,35	0,62	0,45	0,60	0,58
k	0,38	0,52	0,29	0,46	0,47	0,56	0,31	0,39

Metabasite											
	139	141	201	208	211	214	215	217	267	269A	275
S102	45,87	46,61	49,96	48,67	51,58	46,91	47,77	53,25	49,68	52,25	48,10
T102	2,17	2,03	2,18	1,01	2,18	2,76	2,16	1,80	2,65	1,67	1,98
Al203	13,56	13,12	14,23	14,09	15,19	13,88	13,92	14,46	13,85	12,19	14,24
Fe203	0,56	13,96	0,13	12,27	12,74	15,28	13,54	11,99	15,23	10,11	13,45
FeO	12,84	--	12,52	--	--	--	--	--	--	--	--
MnO	0,15	0,16	0,21	0,17	0,21	0,22	0,18	0,20	0,19	0,14	0,19
MgO	7,08	6,99	6,28	10,05	5,89	6,73	7,23	6,31	5,58	9,91	7,35
CaO	10,92	10,40	10,15	8,00	9,22	11,31	11,60	9,34	8,85	7,23	11,08
Na2O	3,19	2,78	1,69	2,69	2,53	1,99	1,69	2,01	1,87	2,17	1,87
K2O	1,80	2,38	0,77	2,40	0,78	0,76	0,78	1,22	1,06	2,37	1,11
P2O5	0,29	0,31	0,25	0,14	0,28	0,33	0,30	0,14	0,30	0,82	0,15
GV	0,49	0,63	0,16	0,41	0,10	0,05	0,11	0,05	0,57	0,61	0,14
Summe	98,92	99,37	98,53	99,90	100,70	100,23	99,28	100,77	99,83	99,47	99,66
V	263	220	262	216	216	368	329	351	756	115	310
Cr	81	109	69	317	86	103	136	117	72	466	64
Co	57	61	58	50	28	69	54	83	170	23	163
Ni	43	52	39	158	36	59	76	53	40	211	19
Cu	21	21	30	24	21	18	26	33	63	44	23
Zn	104	90	88	141	100	92	99	89	105	135	91
Ga	25	21	22	19	21	25	25	27	21	33	21
Pb	8	9	8	12	9	7	12	10	11	14	7
Rb	23	54	14	73	4	8	10	32	30	86	33
Sr	508	207	236	214	261	241	246	223	277	367	197
Y	14	20	34	16	36	37	35	14	53	n.d.	39
Zr	108	100	69	37	60	70	63	93	195	47	124
Rb	23	24	21	21	20	19	18	32	21	38	22
Ba	109	133	49	255	97	46	46	62	n.d.	778	n.d.
si	100,22	105,60	120,40	107,25	127,94	105,58	108,87	133,64	123,93	127,33	109,29
al	17,46	17,52	20,21	18,29	22,20	18,41	18,69	21,38	20,36	17,50	19,06
fm	47,71	47,70	48,45	53,70	45,98	48,86	48,12	46,66	49,72	52,81	48,24
c	25,56	25,24	26,21	18,89	24,50	27,30	28,32	25,11	23,71	18,88	26,87
alk	9,26	9,54	5,13	9,12	7,32	5,43	4,87	6,84	6,21	8,81	5,73
mg	0,48	0,49	0,47	0,61	0,47	0,46	0,51	0,51	0,42	0,66	0,52
k	0,27	0,36	0,23	0,37	0,17	0,20	0,23	0,28	0,27	0,42	0,28
	276	278A	280	284	323	415	416A	421	426	427	429
S102	47,16	47,91	46,51	46,79	53,82	48,62	46,43	48,38	49,95	48,52	47,35
T102	2,04	2,05	2,33	2,17	2,38	1,83	1,93	2,09	1,93	1,75	1,98
Al203	13,75	14,53	14,22	13,86	14,25	13,55	14,04	13,47	14,49	14,07	13,95
Fe203	13,28	n.d.	13,83	14,18	11,08	n.d.	15,35	0,54	12,32	12,93	n.d.
FeO	--	12,52	--	--	--	13,51	--	13,13	--	--	12,21
MnO	0,19	0,19	0,20	0,20	0,23	0,16	0,16	0,22	0,19	0,18	0,19
HgO	6,93	7,61	7,48	6,77	5,51	7,17	7,94	7,92	6,92	6,96	6,81
CaO	12,92	11,11	12,33	12,16	7,45	9,81	9,62	9,13	11,43	9,72	11,86
Na2O	1,68	2,33	2,30	2,49	2,01	2,41	2,41	2,29	2,15	3,33	2,56
K2O	0,89	1,60	1,09	0,92	2,21	1,04	1,17	1,70	1,21	1,39	1,15
P2O5	0,20	0,35	0,30	0,21	0,39	0,14	0,16	0,30	0,19	0,21	0,18
GV	0,12	0,05	0,03	0,03	0,07	0,32	0,17	0,35	0,15	0,09	0,46
Summe	99,16	100,25	100,62	99,78	99,40	98,56	99,38	99,52	100,93	99,15	98,70
V	304	365	320	379	275	272	345	348	232	252	260
Cr	51	81	100	91	110	136	110	111	103	84	78
Co	155	173	146	173	67	67	88	54	55	51	76
Ni	16	27	40	44	63	64	56	47	58	50	39
Cu	34	20	31	46	44	28	32	27	35	37	25
Zn	69	91	82	67	96	147	136	102	93	102	89
Ga	20	23	21	19	24	32	26	18	25	25	24
Pb	7	7	7	7	10	9	8	9	9	9	8
Rb	9	27	15	8	64	25	20	67	35	37	16
Sr	224	184	264	207	137	62	61	179	216	238	210
Y	31	38	32	35	19	22	50	15	3	11	32
Zr	128	132	148	136	159	83	76	107	50	57	62
Nb	20	21	22	20	30	31	23	31	32	32	21
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	178	21	n.d.	122	137	144	83
si	105,70	104,79	100,60	103,70	145,90	111,47	102,78	108,90	115,15	112,66	106,01
al	18,16	18,73	18,12	18,10	23,02	18,31	18,31	17,88	19,68	19,25	19,40
fm	45,90	48,06	46,98	46,38	45,89	50,72	52,05	52,66	45,51	47,02	45,95
c	31,02	26,04	28,57	28,87	21,88	24,10	22,81	22,02	28,23	24,18	28,45
alk	4,92	7,17	6,33	6,65	9,21	6,88	6,82	7,44	6,58	9,55	7,20
mg	0,50	0,52	0,51	0,48	0,49	0,48	0,50	0,50	0,52	0,51	0,43
k	0,26	0,31	0,24	0,20	0,42	0,22	0,24	0,33	0,27	0,22	0,23

Biotit-Muskovit-Granite

	270	294	G1	G2	G3	G4	G5	G41	G42	G43	G44
S102	73,67	72,51	73,37	75,67	75,00	74,53	75,36	73,80	74,56	74,87	74,61
T102	0,16	0,21	0,11	0,09	0,09	0,07	0,04	0,10	0,12	0,12	0,11
Al2O3	14,80	14,31	13,52	13,92	14,34	14,44	14,15	14,27	14,48	14,11	14,01
Fe2O3	0,09	1,56	1,09	1,05	0,15	1,07	0,99	0,26	1,24	1,24	1,20
FeO	0,85	--	--	--	0,85	--	--	0,83	--	--	--
MnO	n.d.	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
MgO	0,49	0,65	n.d.	n.d.	0,05	0,02	n.d.	0,20	0,09	0,15	0,13
CaO	1,13	1,51	1,91	0,75	0,85	0,74	0,84	0,94	0,77	0,98	0,97
Na2O	4,31	5,38	4,54	2,93	3,09	4,02	3,56	4,11	3,34	2,80	3,31
K2O	4,27	5,77	4,27	4,62	4,73	4,56	4,56	5,00	4,75	5,07	5,03
P2O5	0,22	0,28	0,36	0,37	0,33	0,36	0,29	0,34	0,45	0,33	0,30
GV	0,31	0,35	1,09	0,84	0,58	0,50	0,69	0,56	0,34	0,56	0,56
Summe	100,30	100,56	100,28	100,25	100,05	100,32	100,29	100,43	100,15	100,25	100,25
V	27	20	3	10	10	2	9	8	14	8	5
Cr	7	n.d.	n.d.	n.d.	18	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Co	2	5	4	2	3	3	2	2	2	2	3
Ni	9	n.d.	9	16	25	n.d.	n.d.	n.d.	14	11	7
Cu	n.d.	5	8	5	6	2	4	7	6	7	5
Zn	50	46	41	94	60	62	98	86	104	121	106
Ga	21	22	20	30	26	25	23	26	27	22	23
Pb	29	49	37	101	75	72	71	81	89	79	75
Rb	268	282	250	352	329	325	307	318	335	318	315
Sr	120	99	63	5	59	54	51	60	60	67	57
Y	8	12	8	6	5	4	7	5	5	5	5
Zr	73	140	81	75	72	109	105	73	75	88	119
Nb	14	17	14	21	20	19	17	21	21	19	18
Ba	1211	334	459	664	635	141	184	850	713	471	46
ai	401,63	378,13	408,17	485,30	461,29	439,67	464,50	414,73	446,43	454,12	443,42
al	47,55	43,98	44,32	52,61	51,97	50,20	51,40	47,26	51,09	50,43	49,07
fm	8,23	11,31	4,66	5,12	5,58	4,98	4,64	6,77	6,44	7,12	6,62
c	6,60	8,44	11,38	5,15	5,47	4,68	5,55	5,66	4,94	6,37	6,18
alk	37,63	36,28	39,64	37,12	36,98	40,15	38,41	40,31	37,53	36,08	38,14
mg	0,48	0,45	0,00	0,00	0,08	0,04	0,00	0,25	0,12	0,19	0,17
k	0,39	0,53	0,38	0,51	0,50	0,43	0,45	0,44	0,48	0,54	0,50

Porphyrite

	G45	G46	d71	G72	G73	G74		219	800
S102	75,48	74,54	73,86	74,01	75,81	75,75	S102	52,86	55,95
T102	0,05	0,08	0,13	0,12	0,11	0,06	T102	0,97	0,61
Al2O3	13,69	13,82	13,78	14,15	12,94	12,84	Al2O3	18,59	17,84
Fe2O3	1,05	1,17	0,86	0,22	1,01	0,66	Fe2O3	1,79	1,26
FeO	--	--	--	0,76	--	--	FeO	4,38	4,27
MnO	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	MnO	0,07	0,07
MgO	n.d.	0,25	0,24	0,07	0,29	0,12	MgO	4,95	3,58
CaO	1,01	0,91	1,33	1,37	0,77	1,15	CaO	7,25	5,17
Na2O	3,18	4,21	2,02	3,25	3,33	3,62	Na2O	3,06	3,71
K2O	4,90	4,54	6,86	4,93	5,42	5,38	K2O	1,53	2,55
P2O5	0,29	0,39	0,39	0,32	0,31	0,29	P2O5	0,25	0,18
GV	0,55	0,63	0,82	0,95	0,63	0,80	G02	2,02	2,64
Summe	100,23	100,55	100,30	100,17	100,64	100,68	GV(-G02)	2,99	2,39
V	7	7	6	12	4	1	Summe	100,71	100,22
Cr	20	30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	V	62	65
Co	2	2	2	3	2	1	Cr	48	58
Ni	33	51	12	11	n.d.	7	Co	5	12
Cu	1	21	11	7	11	11	Ni	12	21
Zn	69	143	72	59	48	60	Cu	15	14
Ga	27	23	23	25	24	20	Zn	65	85
Pb	70	82	59	44	49	42	Ga	22	27
Rb	320	259	272	257	264	252	Pb	10	25
Sr	61	56	125	98	100	106	Rb	39	121
Y	6	n.d.	10	9	7	7	Sr	1576	697
Zr	101	84	50	94	81	84	Y	10	19
Nb	19	12	18	14	18	16	Zr	242	132
Ba	145	n.d.	1221	634	933	677	Nb	10	18
ai	466,70	429,44	437,24	434,74	463,82	461,23	Ba	1640	1529
al	49,88	46,92	48,07	48,98	46,65	46,07	ai	150,55	179,39
fm	5,04	7,27	6,00	5,42	7,40	4,16	al	31,20	33,71
c	6,69	5,62	8,44	8,62	5,05	7,50	fm	35,45	31,79
alk	38,39	40,20	37,49	36,98	40,90	42,26	c	22,12	17,76
mg	0,00	0,30	0,35	0,11	0,36	0,26	alk	11,23	16,75
k	0,50	0,42	0,69	0,50	0,52	0,49	mg	0,59	0,54
							k	0,25	0,31

Tab.A2: Transformierte Analysenergebnisse der Proben aus den Graphitflözen (zurückgerechnet auf pauschal 5% Fe2O3 und 1% GV);

	Graphitflöze (Süd)										(Nord)	
	292	295	309	317	320	322	401	406	501	165	254	
SiO2	61,33	55,18	63,29	56,89	57,83	56,97	56,05	57,66	61,35	60,35	69,60	
TiO2	0,74	0,92	0,61	1,33	1,09	1,16	1,32	1,34	1,03	1,02	0,42	
Al2O3	15,66	12,66	13,35	14,84	17,76	18,98	19,95	16,08	16,92	14,79	14,43	
Fe2O3	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
MnO	0,09	0,30	0,03	0,04	0,05	0,06	0,09	0,06	0,06	0,04	0,05	
NiO	3,74	7,36	3,16	4,01	2,80	4,01	3,12	3,82	1,89	2,76	1,23	
CaO	5,00	7,64	5,40	3,57	5,38	5,83	3,47	2,18	2,01	2,45	1,16	
Na2O	3,15	1,88	2,64	2,36	2,36	4,22	2,89	1,98	4,22	2,72	3,83	
K2O	3,64	7,39	5,23	9,85	6,24	6,64	6,32	10,30	6,33	9,31	3,95	
P2O5	0,65	0,67	0,29	1,11	0,49	0,13	0,79	0,58	0,19	0,56	0,05	
GV	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	

	255	256	435	436	523	526	528	600	601	602	603	
SiO2	68,72	66,75	66,27	66,38	59,41	65,10	65,57	66,68	67,59	68,40	67,76	
TiO2	0,72	0,89	0,50	0,77	1,41	0,86	0,95	0,81	0,72	0,87	0,88	
Al2O3	14,16	14,68	13,87	15,41	15,79	16,04	15,14	14,18	14,78	13,29	13,99	
Fe2O3	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
MnO	0,20	0,22	0,13	0,09	0,12	0,19	0,13	0,16	0,13	0,22	0,13	
NiO	1,63	2,22	3,76	2,01	5,27	2,25	3,07	2,82	1,74	1,51	3,36	
CaO	1,64	2,00	3,32	2,38	2,57	2,51	2,12	1,85	1,61	3,49	2,00	
Na2O	2,47	2,70	3,64	2,61	3,52	3,29	4,63	3,23	3,73	3,44	2,38	
K2O	4,42	4,31	2,30	4,23	5,73	3,51	2,18	4,11	3,53	2,59	3,38	
P2O5	0,04	0,23	0,21	0,12	0,18	0,25	0,21	0,16	0,17	0,19	0,12	
GV	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	

Tab.A3: CIPW-Norm ausgewählter Proben der Untertageprofile;

Flöz (Süd)				(Nord)				Graphit-Biotit-Plagioklas-Gneiss			
	317	401	501		254	600		128	231	271	
q	--	--	--	q	25,26	18,40	q	--	--	q	4,06
c	--	2,12	--	c	1,75	1,23	c	7,04	3,61	1,49	11,81
or	47,29	20,17	23,01	or	21,88	20,72	or	20,27	24,60	20,65	--
ab	10,77	10,78	21,94	ab	30,38	23,31	ab	33,43	32,03	33,80	14,64
an	0,64	6,53	5,24	an	5,09	6,94	an	11,57	9,86	14,35	44,82
ne	2,95	1,31	--	wo	--	--	ne	--	4,80	--	13,89
di	6,44	--	0,07	en	3,02	6,01	di	--	--	--	0,40
hy	--	--	9,21	fe	2,05	5,51	hy	12,68	--	21,78	4,11
ol	9,18	20,42	2,92	mt	3,08	4,68	ol	6,42	14,62	2,85	7,55
mt	4,92	0,00	4,53	il	0,75	1,31	mt	0,97	3,13	0,41	0,23
il	2,05	1,36	1,20	ap	0,12	0,33	il	4,76	1,73	2,78	1,19
ap	2,15	1,00	1,00				ap	0,33	--	--	0,05

	Bändergneiss				Diatexit			
	212	226	315	316	148	434	525	277
q	17,01	19,36	5,48	9,64	31,68	25,02	19,37	24,26
c	1,50	1,52	--	2,18	0,88	0,62	--	23,44
or	17,56	23,83	18,18	17,47	13,69	23,21	8,59	14,29
ab	39,53	22,61	31,67	27,78	26,22	22,98	36,14	11,30
an	12,97	11,43	23,09	21,35	14,25	15,35	13,45	12,76
wo	--	--	0,06	--	--	--	0,03	11,30
en	2,92	7,40	9,32	8,60	3,57	4,35	9,55	42,07
fe	6,52	9,56	6,13	6,13	6,96	2,34	7,84	21,30
mt	0,00	1,10	1,47	1,60	0,06	3,40	1,15	0,61
il	1,00	1,56	2,31	2,51	1,23	0,84	1,21	0,17
ap	0,02	0,36	1,39	1,64	0,17	0,33	0,59	0,15

	Aploid/Pegmatoid								"Syenitpegmatit"	
	424	122	129	236	260	505	509	514	407	413A
q	24,15	26,67	38,21	35,14	28,69	26,93	23,06	31,47	9,89	17,03
c	--	--	--	1,18	--	--	--	0,02	--	--
or	22,17	7,74	29,37	35,30	28,00	28,55	43,19	28,22	55,95	43,54
ab	31,83	54,57	24,70	18,32	29,26	27,48	23,70	18,44	16,41	17,36
an	12,10	7,72	5,42	6,02	6,25	12,01	6,90	10,58	9,38	9,45
wo	3,71	2,76	0,76	--	2,63	0,73	1,19	--	0,16	6,80
en	1,23	0,00	0,00	0,95	1,72	0,89	0,50	0,00	0,20	1,97
fa	0,88	0,48	1,01	2,20	1,54	0,82	0,62	0,57	2,20	2,88
mt	1,14	0,15	0,12	0,07	0,33	0,32	0,22	0,29	0,37	0,33
il	0,52	0,10	0,15	0,36	0,00	0,24	0,09	0,00	0,24	0,24
ap	0,02	0,11	0,00	0,00	0,13	0,26	0,16	0,05	2,03	0,05

	Quarzitgneis					Granofels/Granulit/Leptinit				
	238	241	243	248	249	149	202	205	216	222
q	36,03	54,77	50,08	50,19	34,03	30,24	17,14	23,14	26,77	23,47
c	0,89	0,21	--	0,10	1,36	--	--	--	--	0,52
or	24,04	17,21	14,35	16,93	16,29	16,66	15,79	19,28	16,34	27,92
ab	18,83	19,14	20,55	21,11	28,85	38,42	55,70	45,16	38,58	30,55
an	9,19	4,13	5,99	5,50	6,89	8,27	5,53	6,77	14,35	10,60
wo	--	--	0,06	--	--	3,31	1,78	3,33	0,42	--
en	3,89	1,79	3,44	2,32	4,46	0,18	1,37	0,00	1,32	2,52
fa	5,19	1,92	3,17	2,62	6,30	1,83	1,75	1,31	1,18	2,60
mt	0,26	0,07	0,92	0,16	0,00	0,00	0,16	0,42	0,20	0,51
il	0,71	0,28	0,63	0,42	0,92	0,36	0,26	0,34	0,40	0,78
ap	0,00	0,14	0,09	0,09	0,14	0,14	0,14	0,00	0,02	0,00

Metabasit								
	201		139	215	278A	415	421	429
q	2,12	q	--	--	--	--	--	--
or	4,62	or	10,75	4,71	9,43	6,25	10,12	6,90
ab	14,53	ab	9,26	14,60	15,88	20,75	19,44	16,14
an	29,43	an	17,55	28,68	24,40	23,49	21,57	23,53
wo	8,38	ne	9,77	--	2,05	--	--	3,17
en	15,89	dl	29,32	23,26	23,45	20,92	18,21	29,10
fa	19,99	hy	--	16,61	--	8,96	6,02	--
mt	0,19	ol	17,19	6,86	20,04	15,73	18,80	16,65
il	4,21	mt	0,82	0,28	0,00	0,00	0,79	0,00
ap	0,60	il	4,17	4,19	3,88	3,54	3,99	3,82
		ap	0,69	0,73	0,83	0,34	0,70	0,43

Biotit-Muskovit-Granit					Porphyrit		
	270	Q3	Q41	Q72		219	800
q	29,08	37,39	28,75	33,57	q	10,12	13,19
o	1,56	3,42	1,20	1,74	o	3,97	6,11
or	25,16	27,94	29,42	29,08	or	8,98	15,04
ab	36,36	26,13	34,63	27,45	ab	25,71	31,32
an	4,16	1,96	2,43	4,70	an	21,41	7,77
wo	--	--	--	--	wo	--	--
en	1,22	0,12	0,50	0,17	en	12,24	8,90
fa	1,22	1,31	1,18	1,05	fa	5,06	5,91
mt	0,13	0,22	0,37	0,32	mt	2,58	1,82
il	0,30	0,17	0,19	0,23	il	1,83	1,16
ap	0,52	0,78	0,80	0,76	ap	0,59	0,42
					cc	4,56	5,99

Tab.A4: Analyseergebnisse der Bohrkernproben. Probenbe-
schreibung in FELBER & WEINELT (1984).

	C %	Fe %	S %	V ppm	Cr ppm	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm	Zn ppm	Pb ppm	Mo ppm	Se ppm
L101	28,8	6,2	4,25	100	70	50	110	210	30	15	6	1,6
L102	30,5	6,2	4,65	150	120	50	95	190	90	5	6	2,8
L103	26,0	6,7	9,40	120	160	65	180	220	75	10	9	3,7
L104	21,5	6,8	5,20	120	100	60	100	240	75	5	7	2,5
L105	35,0	6,4	4,35	90	120	65	140	150	50	15	7	3,4
L106	38,3	5,0	3,75	180	100	50	130	130	85	35	10	2,5
L107	39,9	5,6	4,50	150	110	50	110	180	55	5	9	2,1
L108	30,4	6,5	4,80	100	120	60	130	190	50	5	6	1,8
L109	22,8	4,8	3,15	200	130	45	110	150	80	5	7	2,4
L110	7,5	1,7	4,70	60	20	30	40	140	30	15	2	2,4
L111	8,0	7,3	8,60	180	180	70	230	190	80	5	8	5,2
L112	--	6,7	5,50	100	100	45	140	140	65	5	5	4,2
L113	--	7,3	6,30	90	180	50	150	160	40	15	7	5,3
L114	0,7	3,9	1,45	100	160	30	55	50	65	10	4	1,1
L115	--	3,7	2,90	120	100	25	70	85	30	15	2	2,2
L116	--	6,7	5,10	150	220	50	150	160	20	5	6	4,7
L117	--	7,1	5,30	45	140	50	150	150	40	5	3	3,7
L118	--	11,3	9,40	70	140	95	320	310	25	5	6	6,0
L119	5,3	9,8	5,25	120	150	75	140	200	460	10	5	2,7
L120	5,3	5,9	2,90	120	160	50	95	100	130	5	3	2,3
L121	--	1,5	0,75	55	50	15	35	45	20	10	4	1,2
L122	--	5,2	1,20	160	100	40	50	65	60	5	3	1,6
L123	4,8	7,6	4,40	90	140	55	110	160	75	10	5	1,9
L124	3,5	6,2	2,90	120	110	55	120	250	120	10	4	1,9
L125	--	2,1	0,80	140	120	30	75	95	15	5	2	1,1
L126	10,4	3,9	2,30	200	110	45	160	290	60	5	10	3,2
L127	10,2	4,8	2,60	170	110	60	200	480	80	15	7	3,5
L128	5,7	9,7	2,95	80	100	80	170	380	140	5	5	2,0
L129	8,0	6,9	4,20	90	160	65	110	320	110	10	3	2,0
L130	22,4	5,3	4,00	90	100	60	130	320	55	5	3	2,7
L131	5,2	1,5	0,15	190	100	15	20	15	40	5	2	0,6
L132	4,9	6,1	3,35	190	200	65	140	370	110	10	7	2,3
L133	11,8	9,0	4,35	180	220	80	260	350	160	10	10	5,2
L134	2,5	5,1	1,05	160	170	40	95	110	110	15	3	1,5
L135	8,5	8,1	3,60	190	190	75	160	200	120	5	4	2,4
L136	4,5	7,8	3,35	180	190	65	150	230	120	5	4	2,2
L137	9,2	7,5	3,35	180	180	60	140	180	150	20	6	2,4
L138	11,4	6,7	4,45	240	200	70	180	220	90	5	20	4,2
L139	5,1	8,1	3,50	200	220	60	120	180	65	10	8	3,4
L140	6,2	7,9	2,15	180	160	55	110	140	100	10	15	2,8
L141	12,1	7,8	3,25	180	190	55	110	130	100	5	8	2,5
L142	5,2	7,7	5,50	160	250	70	160	200	45	10	8	5,8
L143	4,1	9,0	3,95	180	160	65	120	150	160	5	10	2,6
L144	7,8	6,2	4,95	150	230	40	140	140	50	10	8	3,9
L145	9,1	4,5	3,20	230	300	30	90	90	40	5	8	3,8
L146	6,6	6,7	3,85	200	220	45	120	120	55	5	10	2,9
L147	9,4	5,6	4,00	200	230	40	110	120	30	5	10	3,6
L148	10,2	5,8	3,30	180	230	40	100	100	55	5	10	3,4
L149	--	6,1	3,60	170	200	45	110	130	95	10	6	3,3
L150	--	6,1	2,85	170	200	45	90	110	110	5	8	2,1
L200	4,1	4,4		200	200	45	110	110	60	20	7	3,1
L201	6,2	3,7		200	200	35	95	90	95	10	8	2,3
L202	7,6	3,5		220	200	35	95	100	75	5	10	2,4
L203	10,0	3,5		190	210	45	140	120	60	5	5	3,1
L204	4,4	4,5		200	220	35	100	90	55	5	10	2,3
L205	3,0	4,8		200	300	35	100	100	35	5	8	3,3
L206	6,4	5,4		170	230	40	120	120	35	5	6	3,0
L207	9,6	7,2		200	330	50	150	150	65	5	15	3,4
L208	8,1	6,0		210	270	40	120	130	55	5	15	2,4
L209	6,8	6,0		160	230	40	140	120	55	10	6	2,9
L210	10,0	6,2		230	310	45	150	140	50	5	10	4,6
L211	5,3	5,9		230	300	55	180	150	85	5	10	4,7
L212	5,8	4,6		190	280	35	100	90	50	5	9	4,4

L213	5,5	5,8	160	220	45	150	120	70	5	8	3,8
L214	7,8	6,5	190	350	40	140	130	130	5	20	3,1
L215	8,8	5,2	200	380	30	100	95	65	5	15	3,3
L216	8,3	5,3	180	380	35	110	110	40	5	12	4,0
L217	8,1	5,2	180	340	35	120	100	45	5	10	3,9
L218	8,1	5,2	210	380	35	110	95	35	5	15	3,7
L219	8,5	5,9	210	280	40	140	120	45	5	8	3,4
L220	8,3	5,0	180	280	35	110	100	45	5	10	3,1
L221	6,7	6,1	160	300	45	130	120	55	5	10	4,0
L222	7,8	6,7	140	370	50	150	140	60	5	20	5,0
L223	6,7	5,0	230	270	40	110	100	45	5	8	3,8
L224	6,7	5,1	180	300	35	100	90	60	5	10	3,8
L225	2,9	6,5	200	280	40	85	85	130	5	12	2,4
L226	2,9	4,6	160	220	30	60	50	95	5	7	1,9
L227	1,8	5,1	180	260	30	55	45	120	5	10	1,9
L228	1,9	4,6	100	240	35	90	85	55	10	6	4,0
L229	2,5	5,5	160	260	35	85	70	85	5	5	2,8
L230	4,3	6,4	170	260	45	100	100	95	5	9	2,2
L231	4,9	7,7	190	290	50	120	110	130	10	7	2,6
L232	4,5	7,6	160	300	55	130	150	100	10	10	3,0
L233	7,0	6,0	160	300	45	130	120	25	10	10	3,7
L234	3,4	4,9	160	290	40	100	100	35	10	7	4,1
L235	6,6	4,4	100	320	35	100	95	35	5	4	3,0
L236	6,5	4,9	120	200	35	100	110	20	5	6	3,9
L237	6,1	5,1	160	240	35	100	100	35	10	8	3,7
L238	6,3	5,6	180	230	45	120	150	20	5	17	3,4
L239	9,4	5,5	160	170	40	110	120	25	5	6	4,8
L240	9,1	5,5	190	260	40	100	110	30	5	4	3,8
L241	6,2	5,9	130	230	40	120	130	35	5	7	4,9
L242	10,4	4,7	200	280	35	100	100	25	5	10	4,2
L243	7,1	6,2	170	230	40	110	110	50	5	8	3,3
L244	9,2	5,3	110	130	35	100	95	45	5	8	3,3
L245	9,9	6,8	170	220	40	120	100	65	5	7	4,8
L246	4,6	5,5	150	220	35	100	95	45	5	3	3,8
L247	6,6	5,7	130	280	35	100	100	50	5	6	3,7
L248	10,1	5,7	150	360	40	110	110	30	5	7	4,2
L249	9,9	5,9	140	240	40	130	120	30	10	7	5,5
L250	10,0	5,5	140	240	40	110	110	35	5	7	5,1
L251	4,4	5,6	120	200	40	110	100	50	5	6	4,6
L252	3,8	9,0	100	170	50	130	110	150	5	5	3,5
L253	7,9	8,0	80	130	60	180	120	50	5	5	5,2
L254	6,4	4,9	100	180	35	100	100	30	5	6	3,9
L255	10,3	5,7	140	200	45	120	110	25	10	8	4,2
L256	7,8	5,0	110	140	35	95	110	25	5	7	4,7
L257	--	5,1	120	190	40	60	80	65	5	5	2,2
L258	--	5,3	120	230	45	110	120	25	5	6	4,9
L259	--	4,1	90	120	30	75	95	20	5	5	4,0
L260	--	5,1	70	140	35	95	100	45	5	4	2,2
L261	--	3,7	140	230	30	70	70	50	10	4	1,7
L262	11,7	3,9	200	140	50	170	310	65	5	10	3,5
L263	1,8	4,0	100	140	30	50	100	120	5	4	1,0
L264	1,2	4,4	120	140	35	70	80	120	5	5	1,2
L265	6,8	7,1	130	250	75	130	500	95	5	7	1,8
L266	7,0	4,1	90	150	40	80	220	50	5	10	2,0
L267	2,5	7,4	120	160	55	100	280	110	5	5	1,5
L268	1,6	5,1	140	180	40	55	140	75	5	5	0,9
L269	14,8	3,5	90	120	35	55	160	65	5	3	1,0
L270	4,5	7,6	100	120	60	140	340	100	5	5	1,8
L271	1,9	4,9	160	190	40	55	150	90	5	5	0,5
L272	5,1	1,2	70	100	25	30	70	20	5	3	0,7
L273	1,7	6,7	110	100	55	110	250	90	5	5	0,7
L274	4,3	2,7	90	180	20	25	100	60	5	2	0,6
L275	17,5	5,7	100	160	45	75	190	110	5	2	1,1
L276	6,1	8,8	130	170	70	110	320	110	5	2	0,7
L277	5,1	5,7	130	140	50	120	340	70	5	3	0,5
L278	1,4	4,7	130	150	35	65	190	110	5	6	0,7
L279	1,6	4,7	130	100	35	75	200	110	10	6	0,9
L280	1,5	4,2	120	120	30	70	150	100	10	4	1,2
L281	1,5	3,6	100	120	25	50	140	100	5	2	1,0
L282	2,7	3,7	130	180	25	55	95	120	15	3	1,2
L283	0,6	5,2	100	140	35	75	120	130	10	5	1,2

L284	7,2	5,7	130	180	40	70	170	110	10	7	1,3
L285	2,0	2,3	140	170	15	25	75	50	5	8	1,0
L286	4,3	5,2	100	140	35	70	180	90	5	6	1,0
L287	9,6	3,7	150	140	30	65	170	70	5	6	1,5
L288	--	2,4	50	50	25	35	80	45	5	4	0,9
L289	3,8	6,9	80	130	55	100	280	110	5	5	1,2
L290	9,7	5,0	100	120	45	85	270	95	5	7	1,2
L291	4,3	4,9	85	140	35	65	160	100	5	7	1,6
L292	3,6	3,7	85	130	25	55	70	90	5	6	1,2
L293	1,7	3,5	75	130	25	60	85	95	5	6	1,4
L294	2,3	4,6	100	130	30	65	110	100	5	6	1,3
L295	1,7	4,9	100	150	35	75	120	95	5	6	1,3
L296	--	4,3	120	150	40	95	270	45	10	10	2,5
L297	2,0	3,8	90	130	25	60	80	95	5	4	1,0
L298	--	3,7	90	150	35	35	65	55	5	5	1,2
L299	--	5,6	120	200	40	110	120	30	10	6	4,1
L350	3,3	4,8	110	120	30	65	70	85	5	5	1,2
L351	4,6	4,0	100	120	30	65	100	75	5	5	1,0
L352	10,7	6,0	100	140	55	140	430	45	5	6	1,8
L353	--	5,6	100	150	50	130	310	75	5	5	1,5
L354	9,6	3,5	100	90	35	70	120	40	10	5	1,0
L355	6,1	6,9	200	200	60	140	190	110	5	7	1,7
L356	9,4	7,0	200	200	65	150	220	100	5	10	2,3
L357	5,5	7,1	170	220	60	130	230	120	5	8	1,5
L358	9,4	4,5	180	200	35	80	160	90	5	4	0,9
L359	6,4	4,9	180	180	40	75	120	120	5	7	0,8
L360	8,1	7,2	180	180	60	130	220	120	5	7	2,0
L361	1,7	5,2	160	170	40	65	75	85	5	6	0,7
L362	3,0	4,6	200	160	35	75	120	95	5	6	1,1
L363	3,0	6,0	150	150	45	85	140	110	5	6	1,4
L364	7,8	8,2	150	150	70	160	280	130	5	8	2,4
L365	4,1	3,9	130	150	30	50	95	90	5	7	1,0
L366	2,6	2,8	140	140	20	50	60	70	5	6	0,8
L367	13,2	1,5	30	70	15	30	65	25	4	6	0,7
L368	5,1	2,4	100	150	20	60	95	45	5	10	1,2
L369	7,7	5,0	140	180	60	170	360	95	5	10	3,1
L370	5,3	4,2	160	140	30	50	120	160	5	6	1,3
L371	5,6	7,9	140	150	70	180	630	190	5	7	1,9
L372	--	1,3	30	80	15	15	460	25	5	7	0,6
L373	10,5	6,1	130	130	50	70	170	140	5	8	1,6
L374	5,4	7,2	200	150	45	65	100	110	5	8	1,5
L375	--	1,5	50	140	20	45	45	35	10	4	0,6
L376	--	4,2	60	150	55	95	110	25	10	7	0,9
L377	--	1,5	200	140	30	45	25	15	15	6	0,6
L378	1,6	6,9	160	170	65	100	140	75	5	9	2,4
L379	1,4	4,1	130	160	30	55	65	75	5	2	0,7
L380	5,0	7,2	180	150	50	100	140	60	5	10	2,2
L381	4,6	6,3	170	150	45	85	130	60	5	12	2,0
L382	5,3	6,8	160	150	60	90	160	120	5	5	1,1
L383	--	6,7	100	160	55	95	200	140	5	4	1,4
L384	7,1	6,9	200	160	45	95	160	210	5	10	1,5
L385	5,9	7,3	160	170	45	100	130	120	5	10	1,7
L386	5,8	4,6	100	160	30	55	55	95	5	3	0,8
L387	2,2	4,7	140	170	30	50	70	70	5	7	0,9
L388	6,6	6,5	130	180	50	90	130	55	5	8	2,3
L389	2,5	5,5	100	160	40	60	85	90	5	7	0,9
L390	3,7	7,5	150	160	55	90	110	100	5	10	1,9
L391	--	3,0	120	200	25	40	30	60	5	4	0,3
L392	--	1,8	85	180	20	40	20	60	5	2	0,3
L393	6,9	5,2	160	190	40	85	120	40	5	4	2,5
L394	5,2	4,3	130	160	35	75	100	35	5	2	1,4
L395	5,6	6,4	180	180	50	95	140	100	5	7	1,9
L396	2,7	2,8	80	130	15	30	25	55	5	3	0,4
L397	5,7	6,3	140	130	45	90	122	80	5	12	1,6
L398	3,8	4,3	170	140	35	60	85	75	5	8	1,1
L399	1,2	5,4	140	100	35	65	90	150	10	7	0,9

Tab.A5: Abkürzungsverzeichnis

Alm	Almandin	Sil	Sillimanit
Akz	Akzessorien	Ska	Skapolith
An	Anorthit	Sp	Spinell
Ap	Apatit	Tit	Titanit
Bio	Biotit	Wo	Wollastonit
Carb	Karbonat		
Cc	Calcit	EDRFA	energiedispersive Röntgenfluoreszenz- analyse
Cord	Cordierit	LIL	large ion lithophile
Di	Diopsid	MOR	mid ocean ridge
Do	Dolomit	n.d.	not detected
Fo	Forsterit	o.Fl.	ohne Flüchtige (CO ₂ , CH ₄ , SO ₂)
Fsp	Feldspat	org.	organisch
Gr	Grammatit	RFA	Röntgenfluoreszenz- analyse
Gra	Graphit	s.s.	sensu stricto
Gro	Grossular	tot.	total
Gt	Granat	u.d.M.	unter dem Mikroskop
Hbl	Hornblende	a,b,c	kristallographische Achsenrichtungen
Hyp	Hypersthen		
Kfsp	Kalifeldspat	X,Y,Z	Richtung der Indika- trixachsen (nach TRÖGER 1979)
Kh	Klinohumit		
Ko	Korund		
Mus	Muskovit		
Phl	Phlogopit		
Plag	Plagioklas		
Pyx	Pyroxen		
Qz	Quarz		

Lebenslauf

Name: Jörg Felber

Geburtstag: 26. September 1953

Geburtsort: Niederpöcking, Oberbayern

Staatsangehörigkeit: deutsch

Schulbildung: 1959 - 1962 Volksschule Planegg
1963 - 1967 Karlsgymnasium Pasing
1967 - 1973 Kurt-Huber-Gymnasium
Gräfelfing

Wehrdienst: 1973 - 1974 Pflichtwehrdienst

Studium: 1975 - 1981 Geologiestudium,
Ludwig-Maximilians-
Universität München
seit 1984 Promotionsstudium

Beruf: 1982 - 1984 Wissenschaftlicher Ange-
stellter am Bayerischen
geologischen Landesamt

